



HAL
open science

Sédimentologie et paléogéographie du Permo-Trias du Haut Atlas central (Maroc)

Mohammed Elyoussi

► **To cite this version:**

Mohammed Elyoussi. Sédimentologie et paléogéographie du Permo-Trias du Haut Atlas central (Maroc). Stratigraphie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1986. Français. NNT: . tel-00705637

HAL Id: tel-00705637

<https://theses.hal.science/tel-00705637>

Submitted on 8 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



ELYOUSSI (M.)
Ex n° 1

THESE DE DOCTORAT

DE

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

13 OCT. 1987

SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

13 OCT. 1987

par

MOHAMMED ELYOUSSI

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.42

SEDIMENTOLOGIE ET PALEO GEOGRAPHIE
DU
PERMO-TRIAS DU HAUT ATLAS CENTRAL
(MAROC)

2

Thèse soutenue le 8 octobre 1986 devant la commission d'examen:

M. J. PERRRIAUX	Professeur, Université de Grenoble	Président
M. G. MASCLE	Professeur, Université de Grenoble	Rapporteur
M. S. ELMI	Professeur, Université de Lyon	Rapporteur
M. J.L. TANE	Maître de Conférences Université de Grenoble	Examineur
M. J. BEAUCHAMP	Maître de Conférences Université d'Amiens	Examineur
M. G. TRUC	Maître de Conférences Université de Lyon	Examineur
M. E. JAUTEE	Maître de Conférences Université de Lyon	Examineur

THESE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

13 OCT. 1987

SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE

par

MOHAMMED ELYOUSSI

SEDIMENTOLOGIE ET PALEOGEOGRAPHIE
DU
PERMO-TRIAS DU HAUT ATLAS CENTRAL
(MAROC)

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

Thèse soutenue le 8 octobre 1986 devant la commission d'examen:

M. J. PERRIAUX	Professeur, Université de Grenoble	Président
M. G. MASCLE	Professeur, Université de Grenoble	Rapporteur
M. S. ELMI	Professeur, Université de Lyon	Rapporteur
M. J.L. TANE	Maître de Conférences Université de Grenoble	Examineur
M. J. BEAUCHAMP	Maître de Conférences Université d'Amiens	Examineur
M. G. TRUC	Maître de Conférences Université de Lyon	Examineur
M. E. JAUTEE	Maître de Conférences Université de Lyon	Examineur

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

UNIVERSITY OF TORONTO
INSTITUTE OF GEOLOGY
DOCUMENTATION
RUE NATHAN FIDELITY
1000 UNIVERSITY AVENUE
TORONTO, CANADA

à,

mes parents,

ma femme et ma fille, et

mes frères et soeurs

AVANT - PROPOS

Effectué dans le cadre de la coopération entre l'Université Scientifique, Technique et Médicale de Grenoble et la Faculté des Sciences de Marrakech ce travail est l'aboutissement de quatre années de recherches menées au sein du Département de Géologie de ces deux établissements.

Parvenu au terme de cette étude, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à tous ceux qui ont contribué à l'élaboration de ce mémoire.

. Par le dynamisme qu'il insuffle à la recherche scientifique et les moyens qu'il lui apporte, par les facilités qu'il m'a personnellement procurées en tant qu'étudiant chercheur de son établissement, Monsieur le Doyen M. KNIDIRI, actuellement Recteur de l'Université Cadi AYYAD a droit à toute ma reconnaissance.

. Monsieur J. PERRIAUX, Professeur à l'Université de Grenoble, par ses critiques toujours constructives et son expérience de terrain m'a apporté une aide inestimable tout au long de la réalisation de ce travail. Je n'oublierai pas la gentillesse et la disponibilité dont il a toujours fait preuve à mon égard et celui de ma famille, malgré un emploi du temps fortement chargé.

. Monsieur J. BEAUCHAMP, Maître de Conférences à l'Université de Picardie, avec qui j'ai fait mes premiers pas sur la série permo-triasique du Haut-Atlas, m'a confié ce sujet passionnant alors qu'il dirigeait le Département de Géologie de la Faculté des Sciences de Marrakech.

. Monsieur G. TRUC, Maître de Conférence à l'Université de Lyon, m'a initié sur l'étude des encroûtements carbonatés et siliceux, dévoilé leur intérêt paléogéographique; ses conseils bienveillants m'ont permis d'éclaircir cet aspect important de mon travail.

. Monsieur E. JAUTEE, Maître de Conférence à l'Université de Lyon, m'a très amicalement aidé à réaliser l'étude pétrographique des encroûtements carbonatés et apporté une aide technique et bibliographique importante.

. Monsieur S. ELMI, Professeur à l'Université de Lyon, m'a fait l'honneur d'être mon rapporteur et de faire parti de mon Jury.

. Monsieur G. MASCLE, Directeur du Laboratoire associé du C.N.R.S. de l'Université de Grenoble, a bien voulu s'intéresser à mon travail, en m'aidant dans le domaine de la tectonique, des chaînes alpines et m'a fait l'honneur de participer à mon Jury.

. Monsieur J.P. PUPIN, Maître de Conférence à l'Université de Nice, m'a accueilli avec beaucoup de sympathie dans son laboratoire. Il m'a fait découvrir la méthode typologique des zircons et m'a aidé à l'appliquer aux Grès du Permo-Trias du Haut-Atlas.

. Mademoiselle J. DOUBINGER, Maître de Recherche au Laboratoire C.N.R.S. et Monsieur J.C. GALL, Professeur à l'Université de Strasbourg, ont le grand mérite et la gentillesse de déterminer, malgré leur mauvais état de conservation, les pollens et les mollusques de mon terrain et m'ont aidé à en tirer le meilleur parti.

L'accès à mon terrain a constitué un problème qui fut résolu grâce à l'aide généreusement efficace de deux organismes officiels: l'O.N.A.R.E.P. et l'Office de Mise en Valeur Agricole du Haouz m'ont maintes fois fourni les moyens de déplacement en véhicule tout terrain. Je suis heureux de pouvoir remercier tout particulièrement Monsieur DOUIEB Directeur, Monsieur BOUCHTA Secrétaire Général et Monsieur BOUDDA, Chef de la Division de la Géologie de Surface de l'O.N.A.R.E.P. Monsieur HANANE, Directeur de l'Office du Haouz.

Je tiens aussi à remercier tous ceux qui, aussi bien, à la Faculté des Sciences de Marrakech qu'à l'Institut Dolomieu, m'ont apporté une aide technique: Mme A. ABOUELFAIDA, M. A. AITELMEKKI, M. M. HAIMOUDA, MM. J.P. REVOL, F. SENEBIER, Mme E. DOMPNIER, ou assuré la dactylographie de ce mémoire, Melle DOUCE.

Je n'oublie pas les mémorables journées, riches en discussions scientifiques, passées sur le terrain avec mes amis du Maroc: V. MERMET, E. AARAB, E. ELARABI, J. JENNY, J.P. PETIT, G. BELLION et H. BAMOUMEN.

J'ai également été très sensible à la gentillesse et au dévouement des habitants du Haut-Atlas et principalement de ceux des régions d'Iguernane, d'Aït Tamtil et d'Abachkou.

Et bien sûr, si ces quatre années de recherche se sont effectuées dans une ambiance si agréable, c'est aussi grâce à la bonne humeur de mes camarades aussi bien de la Faculté des Sciences de Marrakech que ceux de l'Institut Dolomieu de l'Université de Grenoble. Je les en remercie très chaleureusement.

Enfin, je suis reconnaissant aux autorités d'avoir facilité mes nombreux séjours sur le terrain. Que MM. les Gouverneurs d'Azilal (Hadj M. MAOUNI) et de Ouarzazat, les Caïds des régions d'Aït Tamtil, d'Abachkou et de Skoura, les Chikh et Moukadem de ces régions trouvent ici un témoignage de gratitude.

RESUME

La série permotriassique du Haut Atlas Central (Maroc) est étudiée sous divers aspects !

- L'étude stratigraphique, sédimentologique et paléontologique a permis de diviser cette série en six formations:

. F1 et F2 attribuées au Permien par analogie latérale de faciès, de type torrentiel de comblement de bassins locaux;

. F3 d'âge difficile à préciser, la sédimentation est toujours continentale, mais de glaciais, à croûtes et sols carbonatés;

. F4, F5 (elle-même subdivisée en trois membres F5a, F5b, F5c) et F6 d'âge trias supérieur: l'étude paléontologique de plusieurs gîtes fossilifères (Lamellibranches, pollens, gymnospermes, traces de pas de vertébrés) précisent l'âge Carnien supérieur (=Tuvalien) du membre F5a. Le dépôt est marin littoral.

- Une tectonique synsédimentaire distensive, héritée de la tectonique hercynienne est mise en évidence.

L'analyse des paléocourants, la typologie des zircons et l'étude pétrographique, ont permis de situer l'origine des sédiments dans un secteur localisé au Sud, Sud-Est et à l'Est du bassin étudié, plus précisément dans l'Anti-Atlas.

Mots clés: Permien, Trias, Maroc (Haut Atlas Central), sédimentation détritique continentale, sédimentation littorale deltaïque, structures sédimentaires, pollens, tectonique synsédimentaire, paléorelief, typologie des zircons, épigénèse, calcrête, dolocrête.

ABSTRACT

The Central High Atlas permo-triassic serie (Morocco) is studied for many aspects !

- From the stratigraphic, sedimentologic and paleontologic points of view, six formations are recognized:

.F1 and F2 (attributed to the Permian by the way of facies analogies with torrential deposits;

.F3 (exact age unknown); it is characterized by the occurrence of caliche continental sedimentation glaciais;

.F4, F5 (F5 is subdivided in three members F5a, F5b, F5c, and F6 of late Triassic age. The paleontologic study of the fossiliferous layers (lamellibranchiata, pollens, gymnosperms, vertebrates prints shows a late carnian (Tuvalian) age.

- It is shown that the synsedimentary tectonics were molded on hercynian tectonics.

- The paleocurrents study, the study of the typology of zircons and the petrographic study suggest a S., S.E. and E. origin of the sediment for the Anti-Atlas.

LE PERMO-TRIAS DU HAUT ATLAS CENTRAL

SEDIMENTOLOGIE ET PALEO GEOGRAPHIE

M A R O C

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 51 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: jfour@univ-grenoble.fr

I) INTRODUCTION GENERALE	7
1) Aperçu du Maroc	7
2) Synthèse des travaux antérieurs	9
II) 1ère partie - STRATIGRAPHIE, PALEONTOLOGIE ET TECTONIQUE	12
Chapitre 1: Etude stratigraphique	13
1.1 - Introduction.....	13
1.2 - Description de la région d'Aït Tamllil	13
1.2.1- Situation géographique	13
1.2.2- Cadre géologique	16
1.2.3- Description de la série permo-triasique et ses variations....	16
a) Coupes A, A1, A2, B	
b) Variations régionales: coupes A1, A2, A3, A4, A5, A6	
1.3 - Description de la région d'Aït-Mallal	27
1.3.1- Situation géographique	27
1.3.2- Cadre géologique	27
1.3.3- Description de la série permo-triasique et ses variations....	28
a) Coupe C	
b) Coupe D	
c) Variations latérales	
1.4 - Description de la région d'Alamsa	35
1.4.1- Situation géographique	35
1.4.2- Cadre géologique	35
1.4.3- Descriptions de la série permo-triasique et ses variations...	35
a) Coupe au niveau d'Alamsa	
b) Variations latérales	
1.5 - Description de la région d'Iguernane, Taliouine, Tiggert, Tizi-n' Fedrat	39
1.5.1- Situation géographique	42
1.5.2- Cadre géologique	42
1.5.3- Description de la série permo-triasique et ses variations....	42
a) Coupe de Taliouine E	
b) Coupe F	
c) Coupe G	
d) Variations régionales	
1.6 - Conclusion à la lithostratigraphie	52
Chapitre 2: Paléontologie	53
2.1 - Introduction	53
2.2 - Les végétaux	53
2.2.1- Les racines	53
2.2.2- Les traces d'arbres	55
2.2.3- Les empreintes de feuilles	55
2.2.4- Spores et pollens	57
2.3 - Les animaux	61
2.3.1- Traces d'invertébrés	61
2.3.2- Lamellibranches	63
2.3.3- Les fragments d'entéroques	67
2.3.4- Les vertébrés	67
2.3.5- Conclusion.....	69

Chapitre 3: Tectonique.....	71
3.1 - But	71
3.2 - Bref rappel des travaux antérieurs	71
3.3 - Localisation structurale du secteur	74
3.4 - Tectonique permo-triasique	76
3.5 - Période distensive	78
3.6 - Période compressive	89
3.7 - Conclusion	92
III) 2ème partie - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE	94
Introduction: Buts et méthodes	95
Chapitre 4: Analyse séquentielle	96
4.1 - Introduction.....	96
4.2 - Subdivision et définition.....	96
4.2.1- Subdivision	96
4.2.2- Définitions	96
4.3 - Discontinuités ou diastèmes séquentiels	97
4.3.1- Définition	97
4.3.2- Principaux diastèmes rencontrés dans la série	97
4.4 - Analyse séquentielle de la série permo-triasique du Haut-Atlas Central	98
4.4.1- Description des types de séquences de 1er ordre	98
4.4.2- Description des types de séquences de 2e ordre et 3e ordre... ..	106
4.4.3- Les séquences de 4e et 5e ordre	111
4.5 - Conclusion	111
Chapitre 5: Figures et structures sédimentaires	112
5.1 - But	112
5.2 - Méthodes d'études	112
5.2.1- Figures sédimentaires observées au mur (semelle, base) des bancs "Solecasts"	112
5.2.2- Structures et figures sédimentaires observées à l'intérieur des bancs	114
5.2.3- Figures observées aux surfaces (toit, sommet) des bancs	119
5.3 - Reconstitution des paléocourants	120
5.3.1- Introduction	120
5.3.2- But	120
5.3.3- Méthodes d'étude	120
5.3.4- Résultats et interprétations	122
Chapitre 6: Granulométrie	125
6.1 - Méthodes	125
6.2 - Résultats	131
6.3 - Conclusions	143
Chapitre 7: Etude pétrographique et minéralogique	148
7.1 - Pétrographie et minéralogie des argiles, des grès et des conglomérats	148
7.1.1- Méthodes	148
7.1.2- Résultats	148
7.2 - Minéraux lourds	154
7.2.1- Introduction	154
7.2.2- Faits	154
7.3- Typologie des zircons	155
7.3.1- La méthode	155

7.3.1.1-But	155
7.3.1.2-Principe	155
7.3.2- Technique de préparation et d'étude d'un échantillon	159
7.3.3- Autres caractères étudiés chez le zircon.....	162
7.3.4- Etude des échantillons du Permo-Trias et du Haut-Atlas.....	162
7.3.4.1-Introduction	162
7.3.4.2-Brefs rappels.....	164
7.3.4.3-Les faits et les interprétations	168
7.3.4.4-Comparaison avec d'autres travaux	169
7.3.5- Conclusions.....	172
Chapitre 8 - Les encroûtements de sols et de nappes	172
8.1- Introduction	172
8.1.1- Bibliographie.....	172
8.1.2- Rappel de quelques définitions	174
8.2- Place des encroûtements dans les séries lithologiques	174
8.2.1- Encroûtements carbonatés.....	174
8.2.2- Encroûtements siliceux	174
8.3- Les faciès	174
8.3.1- Rappel bibliographique	174
8.3.2- Aspects des encroûtements carbonatés sur le terrain	174
8.3.2.1- Les sols.....	176
8.3.2.2- Les encroûtements de nappes	176
8.3.3- Aspects des encroûtements siliceux sur le terrain	179
8.3.4- Caractères microscopiques communs aux encroûtements calcitiques et dolomitiques	179
8.3.4.1- Dans les sols	179
8.3.4.2- Dans les encroûtements de nappes	179
8.3.5- Particularités microscopiques des encroûtements calcitiques..	179
8.3.6- Particularités microscopiques des encroûtements dolomitiques..	182
8.3.6.1- Dans les sols dolocrites	182
8.3.6.2- Dans les encroûtements de nappes	182
8.3.7- Caractères microscopiques des encroûtements siliceux	182
8.4- Répartition paléogéographique	182
8.4.1- Les encroûtements carbonatés.....	184
8.4.2- Les encroûtements siliceux	184
8.5- Conclusion	184
Chapitre 9 - Conclusion générale	186
Histoire paléogéographique du Permo-Trias du Haut Atlas Central..	186

INTRODUCTION GENERALE

Bref aperçu sur la géologie du Maroc:

. Introduction

Les pays du Maghreb (Maroc-Algérie-Tunisie) (Fig: 0.1) constituent un champ d'interférences des principales orogénèses: Eburnéenne, Panafricaine, Hercynienne et Alpine.

Le Maroc est le lieu où les traces de ces différentes orogénèses sont le mieux conservés.

Depuis le début du siècle, par la diversité et la richesse en histoire géologique que peut raconter son socle, le Maroc fait l'objet de nombreux travaux dont les principaux sont ceux de CHOUBERT G. (1952, 1954-1955, 1960), CHOUBERT G. et MARÇAIS J. (1956), LEBLANC M. (1981); MICHARD A. (1976).

CHOUBERT G. et MARÇAIS J. (1956) proposent une subdivision géologique du Maroc en trois domaines structuraux, qui sont du Sud au Nord:

- le domaine anti-atlasique Saharien à socle précambrien,
- le domaine atlasique, qui englobe les mésétras marocaines et la chaîne des Atlas (Haut et Moyen Atlas) d'âge hercynien.
- le domaine rifin d'âge alpin.

MICHARD A. (1976) sépara la chaîne des Atlas du domaine mésétéen

- La Méséta côtière septentrionale, la Méséta méridionale les chaînes des Rehamna et Jebilet d'une part, la chaîne des Atlas d'autre part, dont la structuration rattachée à l'orogénèse alpine plutôt qu'au domaine hercynien.

- La chaîne Atlasique

C'est une chaîne rectiligne qui s'allonge d'Ouest en Est, depuis l'Océan Atlantique jusqu'en Tunisie (Fig: 0.1). Elle est considérée par MATTAUER et al., (1977) comme un exemple typique de chaîne intracontinentale. D'Ouest en Est on rencontre:

. L'Atlas Tunisien qui constitue la terminaison orientale des Atlas,

. L'Atlas saharien dont la limite occidentale serait le

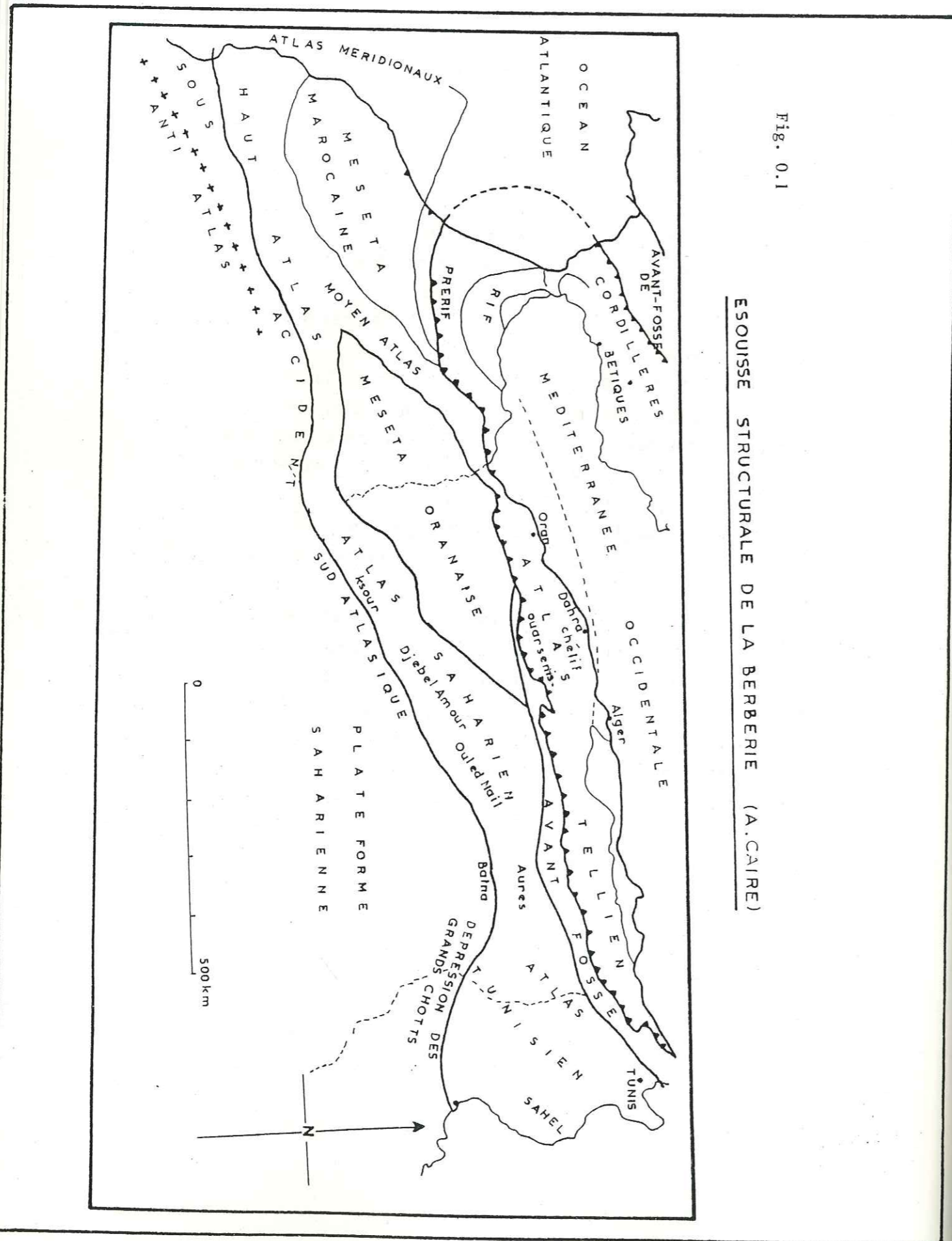


Fig. 0.1

ESQUISSE STRUCTURALE DE LA BERBERIE (A. CAIRE)

seuil de Tamlelt (LAVILLE, 1985).

Le Haut Atlas Central qui correspond à un vaste bassin mésozoïque subsident ouvert vers l'Est, déformé et surelevé par la tectogénèse atlasique. Il est séparé du Haut Atlas occidental par le Massif Ancien Haut Atlasique (ou Haut Atlas de Marrakech), lequel est constitué essentiellement par un socle cristallin précambrien.

Le Haut Atlas occidental; il correspond à la terminaison occidentale du domaine atlasique au niveau de l'Océan Atlantique.

Brève synthèse des travaux antérieurs sur le Haut Atlas:

Après les comptes-rendus des voyages, à titre d'exploration:

- L. GENTIL (1904-1912), P. LEMOINE (1904-1905) et A. BRIVE (1901-1909) à travers le Haut Atlas, L. GENTIL (1912) fut le premier à signaler la présence de plissement alpin dans le Mésozoïque du Haut Atlas Central.

L. MORET (1931) fournit la première analyse tectonique de l'Atlas de Marrakech.

Dans sa "Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech" E. ROCHE donne une étude stratigraphique détaillée d'ensemble des pays de Skoura et d'Aït Tamllil.

En 1962, P. LEVEQUE établit la carte géologique au 1/200.000 et donne une description de l'Atlas de Demnat.

F. PROUST (1962-1973) démontre le style cassant de la tectonique Atlasique et le jeu polyphasé des directions atlasiques (N 70).

En 1975-1980, E. LAVILLE donne une étude détaillée sur la tectonique de la boutonnière de Skoura.

J.P. PETIT (1976) démontre le fonctionnement par décrochement de la zone du Tizi-n-Test et ses relations avec la "faille sud atlasique".

D.E. VOGEL et al., (1980), A. LEMARREC (1979-1983), J. JENNY (1980-1983) établissent respectivement les cartes géologiques au 1/100.00 de "l'Oukaimden-Toulkal", "Demnat" et "d'Azilal".

E. LAVILLE (1985) fournit une carte géologique et une étude détaillée sur le style tectono-sédimentaire du Bassin mésozoïque du Haut Atlas Central.

Concernant plus particulièrement la série détritique Permo-

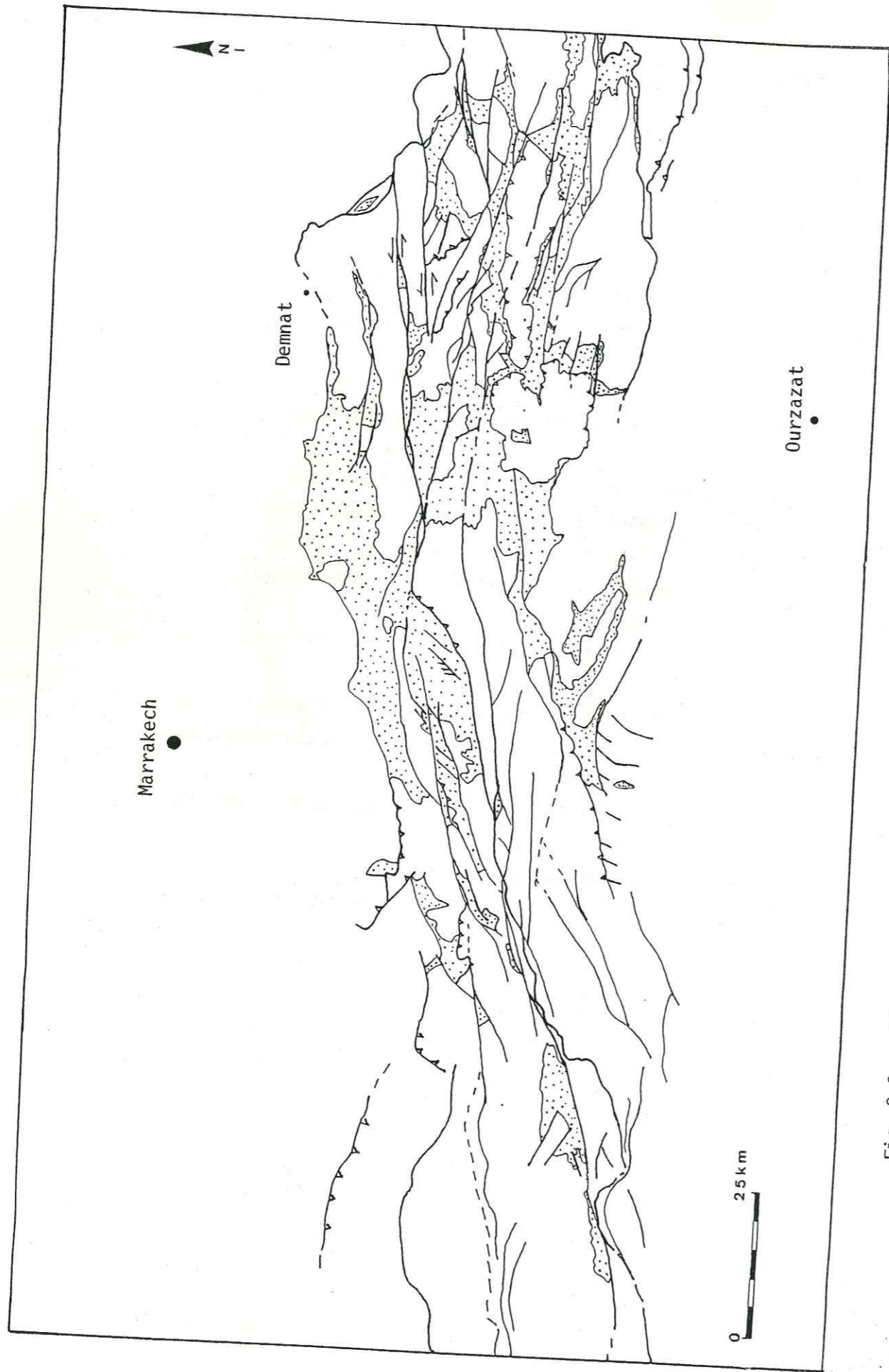


Fig. 0.2 Répartition des affleurements permo-triasiques dans le Haut Atlas Central

Trias signe du Haut-Atlas, on peut citer:

M. TIXERON (1973), J.M. DUTUIT (1969-1980), R.H. BROWN (1974, 1982) dans le bassin d'Arganna, à l'Ouest.

A. F. MATTIS (1975, 1977), A. LEMARREC (1979), P.E. BIRON (1982), J. BEAUCHAMP (1980-1984), dans le Haut Atlas de Marrakech et une partie du Haut Atlas Central.

En outre deux bonnes synthèses des différentes études permo-triasiques du Maroc ont été établies par J.M. DUTUIT (1976) puis par J. BEAUCHAMP (1982).

1ÈRE PARTIE:

STRATIGRAPHIE, PALEONTOLOGIE ET TECTONIQUE

CHAPITRE 1: ETUDE STRATIGRAPHIQUE

1. INTRODUCTION

Cette étude a été établie à partir des travaux antérieurs effectués dans le Haut Atlas et résumés par J. BEAUCHAMP (1982), (Fig.1.1). En accord avec P.E. BIRON (1982) j'ai adopté la subdivision (F1, F2, F3, F4, F5, F6) et subdivisé la formation F5 en trois membres F5a, F5b, et F5c (ELYOUSSI et al., 1985).

Les coupes les plus complètes et les plus détaillées, dans le Haut Atlas Central, ont été localisées:

- au niveau de la boutonnière d'Aït Tamlil
- au niveau de la boutonnière d'Aït Mallal.

1.2. Description de la région d'Aït Tamlil: (carte topographique Aït Tamlil 1/50.000)

1.2.1. Localisation géographique:

Aït Tamlil est située à 45 Km au Sud de Demnat (Fig.1.2) sur l'unique piste qui permet d'atteindre le flanc Sud du Haut Atlas Central entre Demnat et Ouarzazate par le Tizi-n-Fedrat.

1.2.2. Cadre géologique

Les formations Perm-triasiques de la région d'Aït Tamlil affleurent tout au long d'une boutonnière Paléozoïque (J. Jenny, 1983) située dans la "zone structurale axiale du Haut Atlas Central" de la subdivision de L. MORET et E. ROCH:

Cette boutonnière a été découverte par L. GENTIL en 1905 qui y décrit les premiers graptolithes siluriens du Maroc. Elle fut étudiée en 1939 par E. ROCH qui en établit la stratigraphie, J. JENNY et al., (1980) mirent en évidence son caractère de nappes de charriages.

Lors des levées de cartes géologiques d'Azilal et de Demnat au 1/100.000, J. JENNY et A. LEMERREC (1983) ont établi au niveau du socle plusieurs coupes dont voici la synthèse (Fig:1.3).

LE MARREC (1976) Demnat	MATTIS (1975) Atlas Mrkech	BIRON (1982) Ourika	ARMAND et al. (1980) Talaat n'Ya-coub	TIXERONT (1973) Argana	BEAUCHAMP (1982) (faciès central)	ELYOUSSI (1986) Haut Atlas Central	DATATION AIT Tamllil	DATATION Ourika
B A S A L T E S								
t 5	Upper Sand - Stone et Mudstone	Siltites F6 de Tafilalt	Siltites roses siltites et grès	t8	Siltites supérieures	Basaltes		Infralias
t 4								
t 3								
t 2	Oukaïmeden Sandstone	Grès de F5 l'Oukaïmeden	Grès roses Grès violacés	t7 t6	Grès de l'Oukaïmeden	Formation F5: -membre F5c -membre F5b - membres a: -membre Sa:	Carnien (Tuvalien) Supérieur	Carnien moyen
	Ramumchto Siltstone	Siltites F4 d'Anouffig	Siltites rouges sombres	t5 t4	Siltites inférieurs	Formation F4		Trias supérieur
t1	Basal conglomérat et Sandstone	Conglomérat F3 de Timalizène	Conglomérats et grès grossiers	t3	Conglomérats et grès de base	Formation F3		
		Siltites de F2 Chamel Houa		t2	Permien Inférieur (?)	Formation F2		Permien Inférieur (?)
		Conglomérat F1 d'Anrar		t1		Formation F1		

FIG. 1.1: Tableau comparatif des principales formations "permo-triasiques" dans le Haut Atlas (BEAUCHAMP, 1982) complété (EL YOUSSE, 1986).

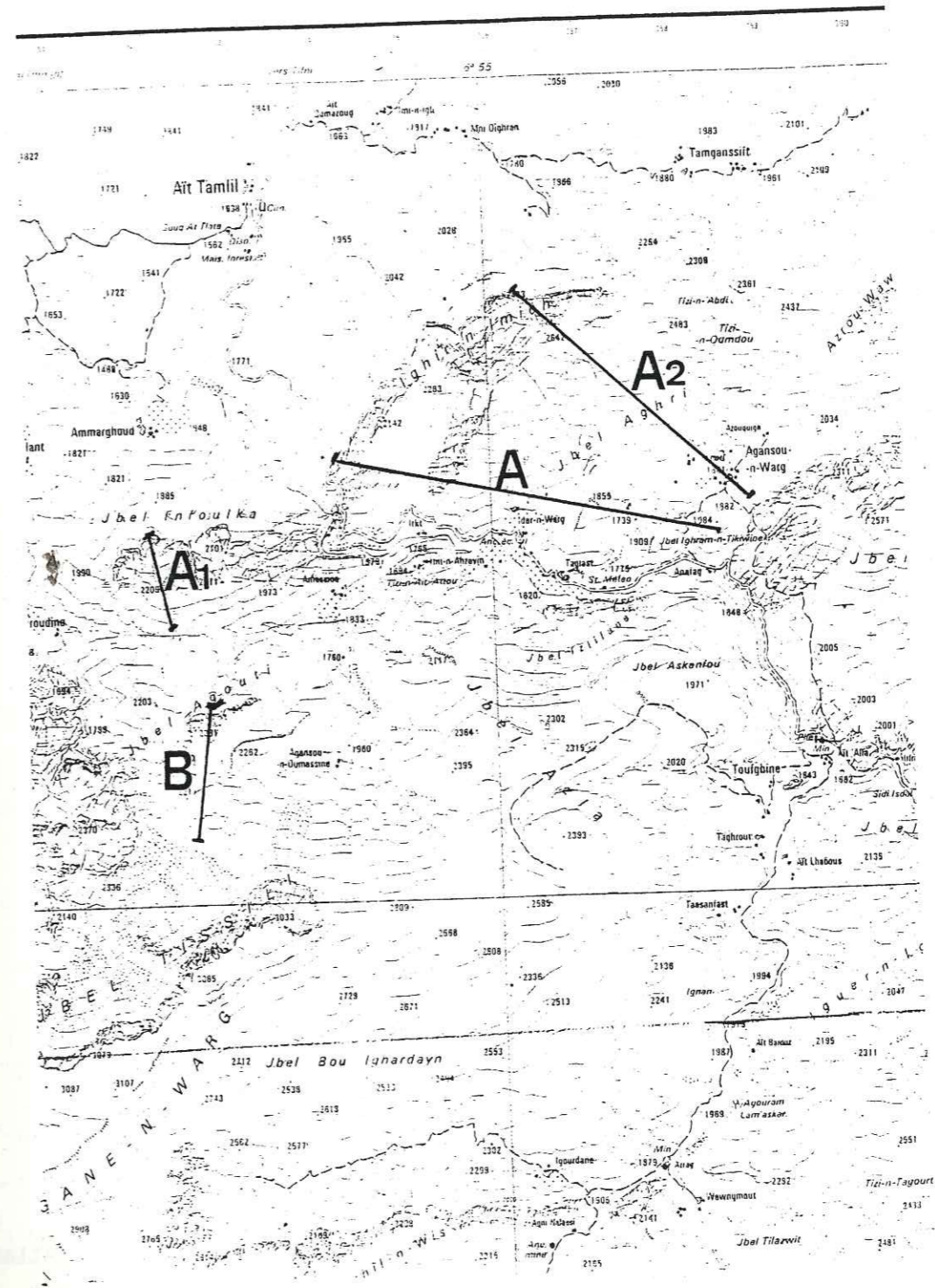


Fig. 1.2 Carte de localisation des coupes : A, A1, A2, B de la région d'Ait Tamllil.

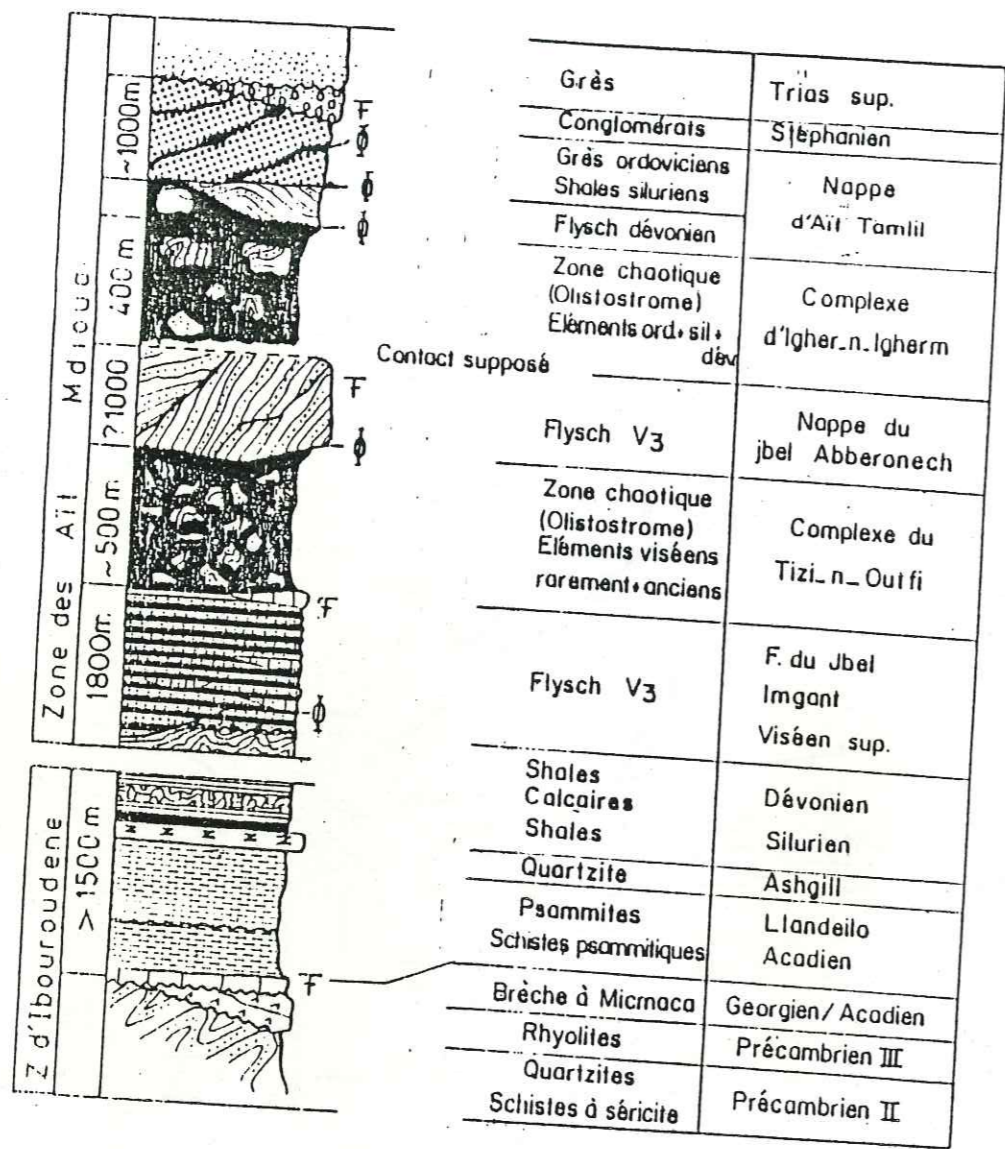


Fig. 1.3. Résumé de l'histoire hercynienne d'Ait-Tamlil (J. JENNY in Destombe et al., 1983)

1.2.3. Description de la série Perm-triasique et ses variations

a - Coupe A: Elle constitue la coupe de référence du Haut Atlas central. (Fig.1.4 et 1.5).

Cette coupe a été levée le long de la piste et complétée par des observations dans la vallée de la Tassaout, (x: 354,2, y: 97) jusqu'au basaltes fini-triasiques du Jbel Ighram-n-Tikiwine.

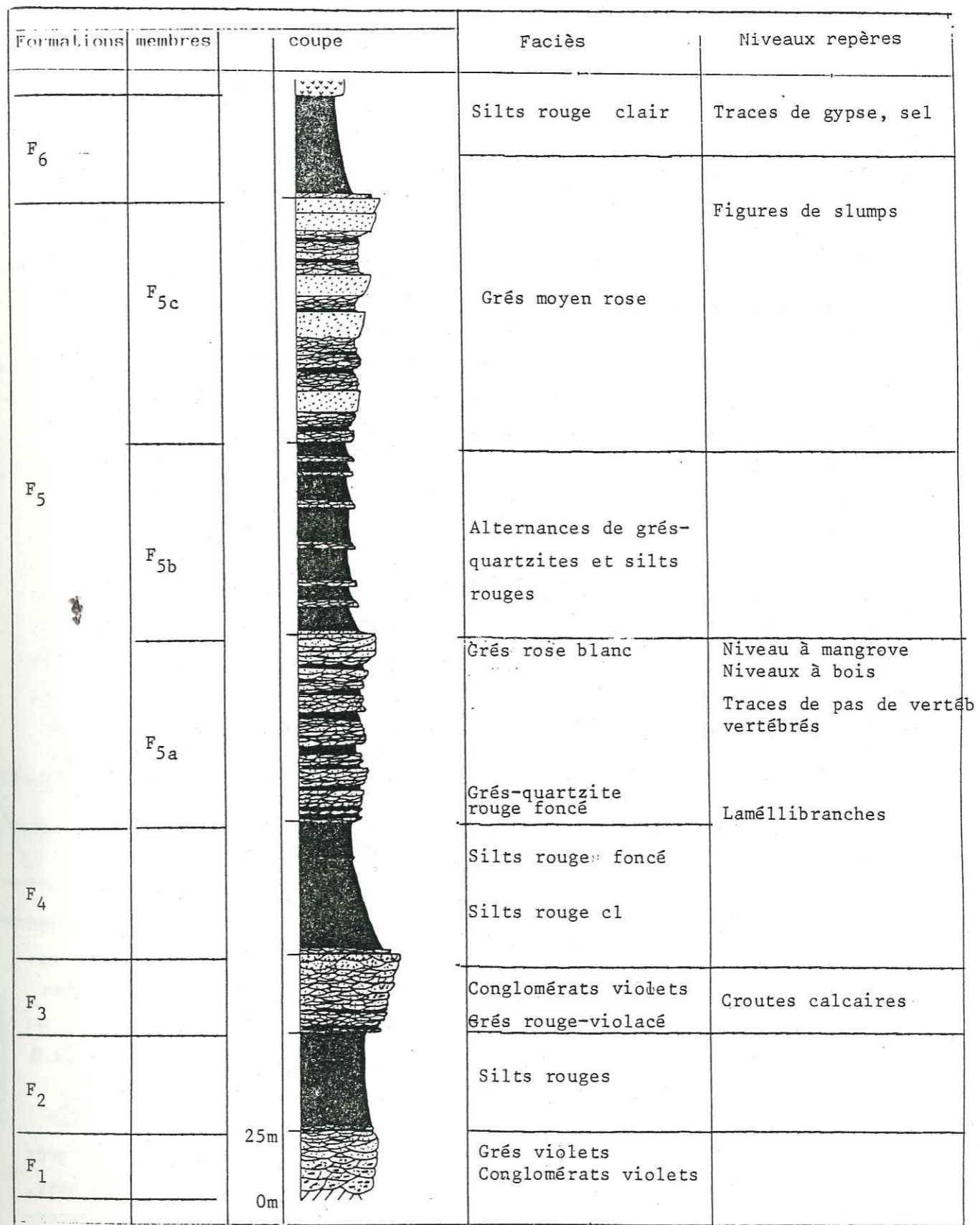


Fig.1.4 Coupe A d'Ait Tamlil

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

(x: 3575 , y: 96,2) en passant par Idar-n-Warg (x:356,3 , y: 96,4).

Dans toute la boutonnière, la série permo-triasique repose en discordance angulaire sur le Paléozoïque faiblement plissé.

- La formation F1 ou conglomérat d'ANRAR (BIRON, 1982):

Épaisse de 30 mètres, cette formation débute par un conglomérat de base, bréchique, rouge-violacé, constitué d'éléments anguleux de nature essentiellement grés-schisteuse provenant du Paléozoïque sous-jacent, auxquels s'ajoutent quelques galets de quartz laiteux filonien. La matrice est abondante et remanie les schistes viséens et les shales dévono-siluriens. La sédimentation est constituée de séquences formées d'éléments conglomératiques à la base plus ou moins grossiers à leur sommet. Puis la formation s'affine progressivement et présente une structure entre-croisée attestant une chenalisation où les niveaux grossiers représentent des fonds de chenaux et les niveaux silto-argileux des dépôts de débordement. On passe ainsi progressivement à:

- La formation F2 ou siltites de CHAM-EL-Houa (BIRON, 1982)

Épaisse de 80 mètres, elle est essentiellement silteuse, interrompue par endroits, particulièrement à sa base, par des niveaux de grès très fins, caractérisant un système de chenaux divagants, locaux, de petites dimensions (un à deux mètres de largeur). Le litage et les structures sédimentaires de cet ensemble silteux ont été fortement oblitérés par la compaction et la tectonique qui ont induit un débit en "frites".

L'apparition de lentilles gréseuses à modules et ciment calcaires indique le passage à la formation F3.

- La formation F3 ou conglomérat de TIMALIZEN (BIRON, 1982)

Épaisse de 25 à 30 m, cette formation représente une succession de rythmes qui sont d'abord grés-silteux puis grés-conglomératiques, riches en galets de quartzite, de rhyolite et de quartz laiteux filonien. La structure entre-croisée prédomine. L'ensemble est envahi par un nuage pâteux, calcaire, qui digère toute la partie fine (cf. Ch.8 p. ; ce phénomène est caractéristique de cette formation.

- La formation F4 ou siltites d'Anou Fig (BIRON, 1982)

Épaisse de 10 à 80 m, elle débute par 2 à 3 mètres de grès sableux et se poursuit par des silts rouges, plus clairs à la base, plus foncés au sommet, massifs et sans stratification apparente à l'exception de rares lentilles grés-calcaires. Le débit en "frites" résulte probablement des actions simultanées de la diagenèse et de la tectonique.

Nous n'avons noté aucune trace des pisolithes calcaires ni d'"anneau" de liesegang décrits dans l'Atlas de Marrakech par BIRON

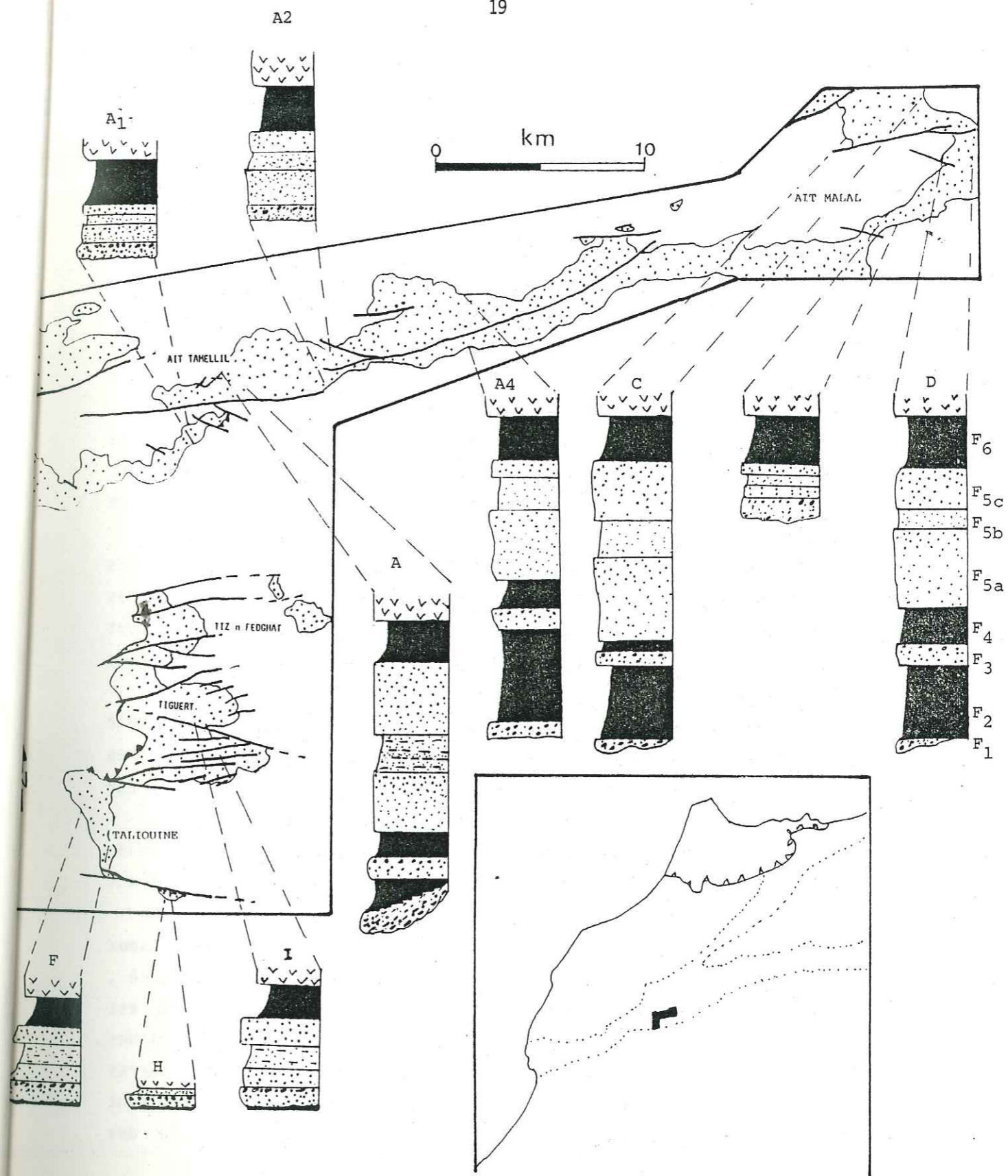


Fig. 1.5. Quelques coupes dans le Permo-Trias du Haut Atlas Central.

(1982) et ELYOUSSI (1982); par contre cette formation contient des empreintes de cristaux de sel et elle est riche en traces de bioturbations. Le passage à la formation suivante est progressif.

- La formations F5 ou "grès de l'Oukaïmeden:

Nous avons subdivisé cette formation en trois membres (ELYOUSSI et al., 1985):

- Le membre F5a: Epais de 250 à 300 m, son meilleur affleurement est situé le long de la piste (x:354,2 ; y:96,7 à x:35,5 , y:96,6). Il se présente sous forme d'une suite grano et strato croissante de rythmes grés-silteux. C'est un grès quartzite constitué de bancs lenticulaires représentant une succession de chenaux et de barres métriques à décimétriques, faiblement et rarement ravinants. La couleur est rouge, foncée à la base, claire, voire blanchâtre au sommet. Les grains de quartz sont fortement nourris à la base du membre, plus faiblement à son sommet, avec des variations dans la limite du front de nourrissage (cf. Chapitre 8)

Les bases de rythmes sont riches en figures sédimentaires telles que les figures d'érosion, les figures de charges et les moulages des fentes de dessiccation. Le litage oblique est abondant. Mais ce membre est surtout caractérisé par la présence de niveaux à lamellibranches, de traces de pas de vertébrés et à son sommet, par des niveaux à végétaux.

- Le membre F5b: Epais de 70 à 120 mètres, il forme un ensemble silteux, interrompu par des niveaux de grès-quartzite lenticulaires et finement laminés. La couleur est rouge-foncé. Ces niveaux de grès-quartzite représentent des chenaux de type divagant, riches en figures et structures sédimentaires. La granulométrie originelle est très fine et les bases de bancs ne montrent aucun indice de ravinement.

- Le membre F5c ou grès de l'Oukaïmeden SS:

Epais de 100 à 150 mètres, il est constitué de niveaux gréseux très épais. La base est un grès quartzite de couleur rouge foncé, semblable au niveaux gréseux du membre précédent; tout le reste est un grès rose clair. Les bancs sont en lentilles, d'abord métriques, finement lités, puis décimétriques avec des intercalations de barres gréseuses massives, à base plane et surface convexe ; ces barres sont souvent allongées perpendiculairement à la direction principale des paléocourants.

Les barres sont limitées par des diastèmes secs ou peu argileux et, dans la plupart des cas, les rythmes détritiques se succèdent sans période d'arrêt.

Les structures sédimentaires sont abondantes, dont certaines caractérisent ce membre.

Des crachées conglomératiques d'épaisseur métriques à décimétrique, constituées de galets de quartzite, sphériques et à surface brillante, à traces de chocs en étoile, évoquent des cordons littoraux.

- La formation F6 ou siltites de TAFILALT (BIRON 1982)

Le rejeu inverse de la faille d'Ibouroudène (Fig.2 qui, ici, a englouti une bonne partie de cette formation ne permet pas d'apprécier son épaisseur réelle. Elle a été mesurée beaucoup plus à l'Est (Jbel IMZI, x: ; y:) et estimée à 250 mètres au niveau d'Idar-n-Warg et Assif-n-Taglast.

La sédimentation est silteuse, avec une stratification massive, soulignée de temps à autre par des grès très fins. La couleur est rouge clair rarement interrompue par de fines passées d'argile verte et des traces blanches liées à de minces dépôts salifères associés à l'émergence de petites sources ou, laissées après assèchement de nombreux talwegs qui entaillent cette formation. Ces talwegs se jettent dans la Tassaout au niveau d'Idar-n-Warg et Taglast. Nous n'avons noté aucun gisement de sel, ni de niveaux à gypse.

Des coulées basaltiques très altérées reposent sur la formation F6, par un contact blanchâtre de silts et argiles altérés. Cette altération peut affecter plusieurs dizaines de centimètres du sommet de la formation F6; ce phénomène a été étudié par l'équipe de sédimentologie de Marrakech et attribué à un métamorphisme hydrothermal qui résulte de la mise en place des basaltes.

Ces basaltes ont été bien étudiés d'abord par J. VERDIER (1971) au niveau du barrage d'Aït Adel, sur la Tassaout, puis par BERTRAND et COFFRANT (1977); enfin P. DEPACHTERE (1983) a localisé des cheminées d'émission dans l'Atlas de Marrakech.

Ces basaltes sont coiffés par d'épaisses séries calcaires attribuées au Lias (carte géol. 1/500.000; E.LAVILLE, 1975-1980 et 1985, puis J. JENNY, 1983).

b - Les variations régionales dans la région d'Aït Tamli

- Coupe A1 au niveau du Jbel INFOULKA (Fig.1.2, 1.5 et 1.6)

- Les formations F1 et F2 disparaissent

- La formation F3 est moins épaisse mais semblable à celle de la coupe A. Elle est discordante et transgressive sur la formation F2 ou directement sur le socle paléozoïque lui-même rubéfié sur une épaisseur de 5 à 10 mètres.

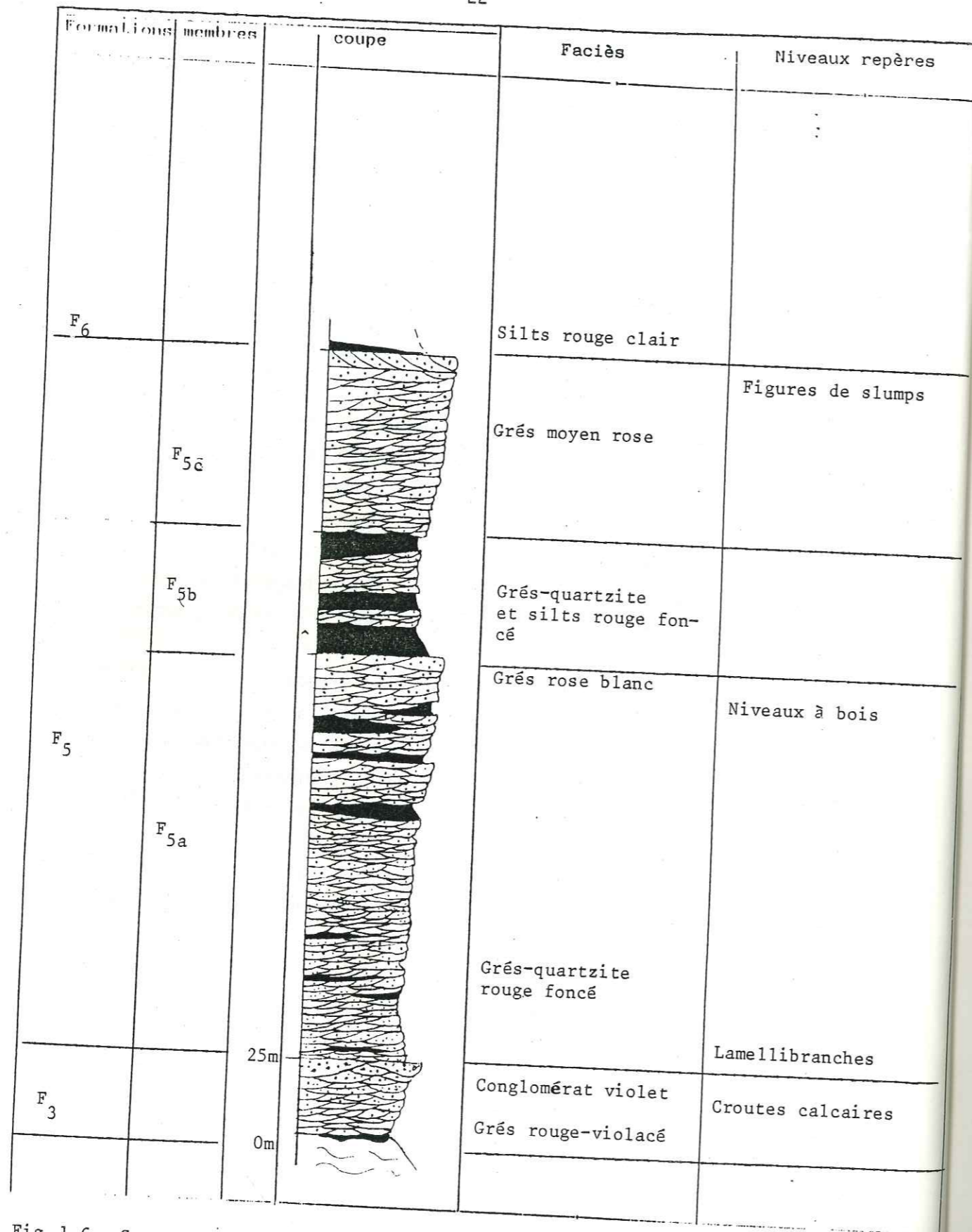


Fig. 1.6 Coupe A1 d'Ait Tamllil

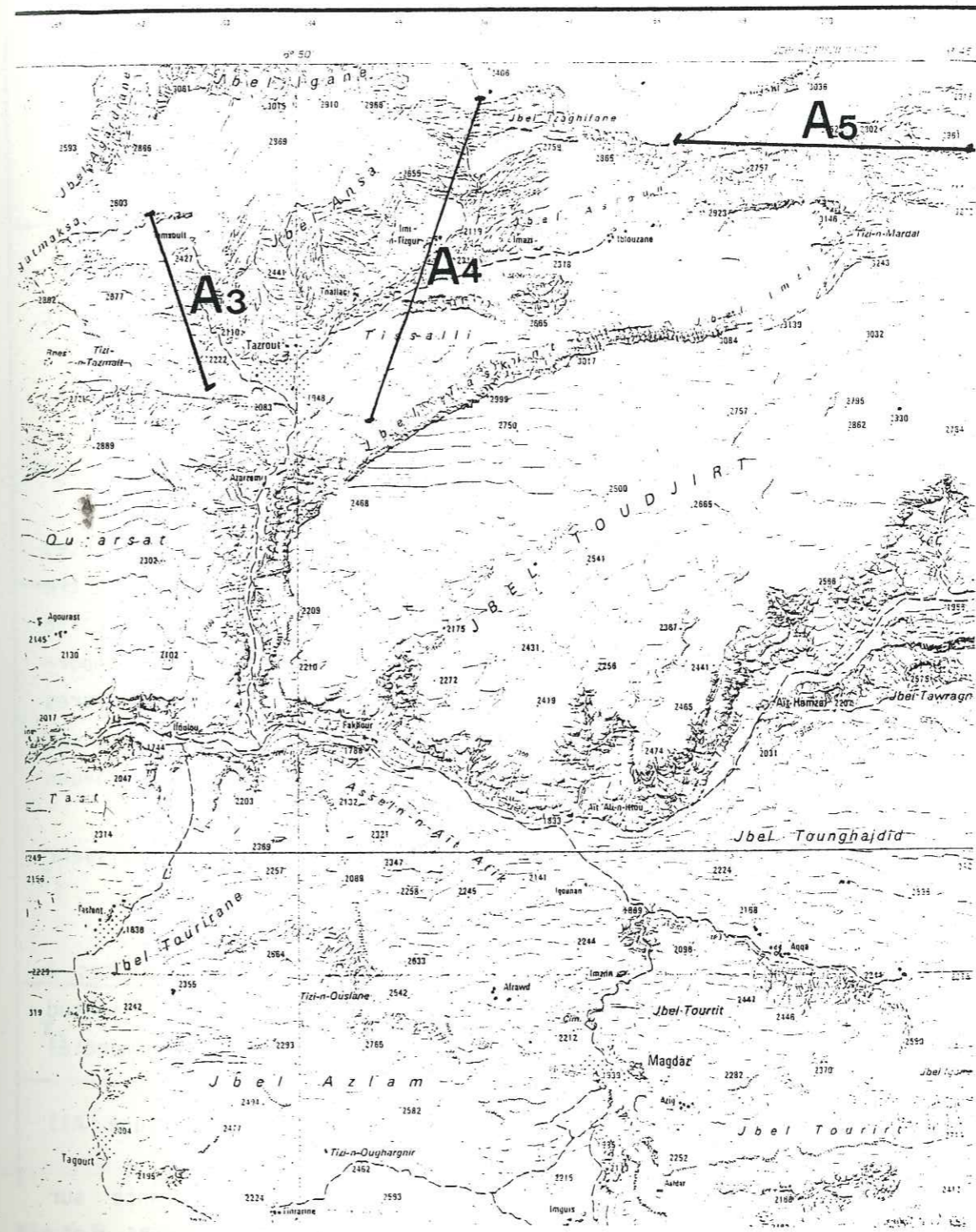


Fig. 1.7 Carte de localisation des coupes A3, A4, A5 de la région d'Ait Tamllil (Tassilli).

- La formation F4 fait défaut
- La formation F5 est réduite
 - . Le membre F5a a une épaisseur de 120 à 150 mètres et comporte tous les niveaux repères décrits dans le même niveau de la coupe A.
 - . Le membre F5b est épais de 40 mètres et moins argileux
 - . Le membre F5c est réduit à 60 mètres d'épaisseur.
- Coupe A2 à l'Est de la coupe A (Fig.1.2 et 1.5) de x:356,2; y: 98,9 à x: 358,8; y: 96,5 au niveau de l'Ighir-Imrich.
- Les formations F1 et F2 se réduisent puis disparaissent
- La formation F5 est identique à celle de la coupe A1.

- Région Tassily (Tissali): (Fig: 1.7 et 1.5)
 - . La coupe A3: étudiée le long de la vallée située entre Tamsoult et Tazrout (x: 362,5; y:99,7 ; x':363 ; y':97,6).
 - . La coupe A4: étudiée le long de l'Assif-n-Tassili (x: 366; y: 100,8 x': 364 ; y': 97,4)
 - . La coupe A5: étudiée le long de l'Assif-n-Soufsmoud (x: 368,3; y: 100,3; x': 373,6; y': 101,7).

Dans toutes ces coupes, les différentes formations présentes ont été reconnues et localisées. Toutefois, certaines peuvent disparaître latéralement: c'est le cas des formations F1 et F2 sur la rive droite de l'Assif-n-Soufsmoud (x: 368,5; y: 100,5) d'autres peuvent subir d'importantes variations d'épaisseur: ainsi la formation F2 atteint 300 mètres et le membre F5a atteint 500 mètres d'épaisseur entre Tamsoult et Tazrout et le long de la vallée de l'Assif-n-Tassili où nous avons observé huit (8) niveaux de lamellibranches.

En revanche, le membre F5c est affecté d'une réduction d'épaisseur de plus en plus marquée vers l'Est.

c - Coupe B (Fig.1.2 et 1.8): Je l'ai distinguée des précédentes à cause de sa situation (x: 352,3 ; y: 94,2 à x':352,5 ; y':93) au sud de la faille d'Ibouroudène dont le jeu synsédimentaire a été primordial (cf. Chap. Tectonique, p.).

La série est semblable à celle du Jbel Infoulka (coupe A1) mais encore plus réduite.

- La formation F3 repose directement et en discordance sur le Paléozoïque rubéfié (sur 3 à 5 m). Elle est riche en calcrêtes (cf. Chap. 8 et son épaisseur varie peu.









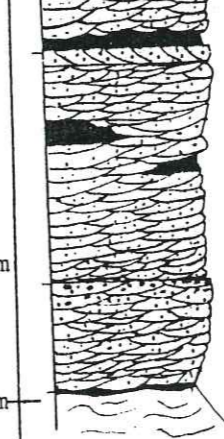
Formations	membres	coupe	Faciès	Niveaux repères
				
F6			Silts rouge clair	
	F5c		Grès moyen rose	Figures de slumps
	F5b		Grès et silts rouges	
F5			Grès rose	Niveaux à bois
			Grès rouge	Lamellibranches
			Conglomérat violet	Crottes calcaires
F3			Grès rouges-violacés	
				

Fig.1.8 Coupe B d'Ait Tamllil

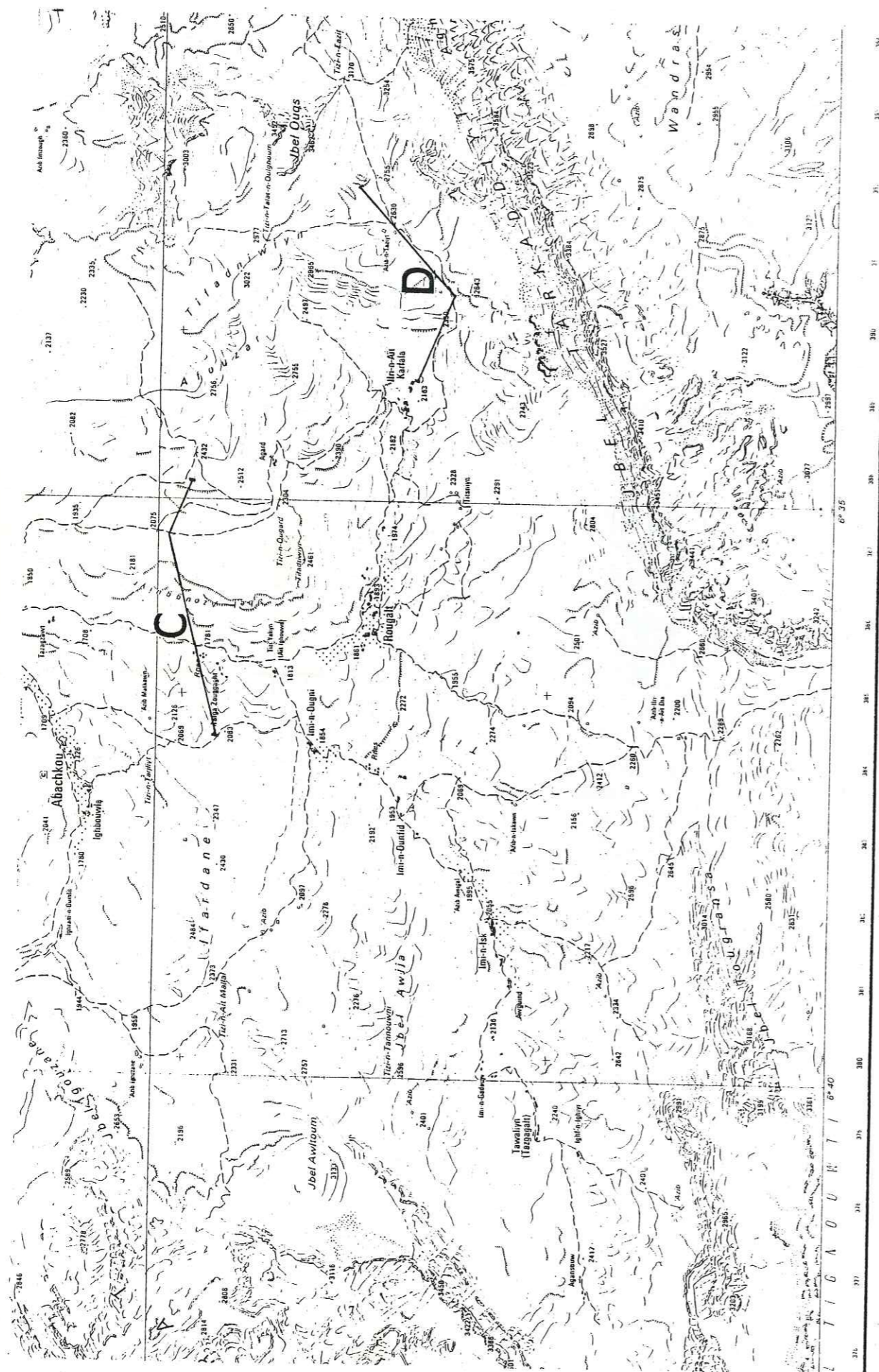


Fig. 1.9 Carte de localisation des coupes C et D de la région d'Aït Mallal.

- La formation F4 fait défaut
- La formation F5 est représentée aux deux tiers par le membre F5a, épais de 70 mètres et qui contient 4 à 5 niveaux de lamellibranches.
 - . Le membre F5b est très réduit (5 à 10 m) et peu argileux
 - . Le membre F5c est également réduit (15 à 20 m) et riche en niveaux à slumps.

L'ensemble est basculé vers le S.SE et son pendage est de 45°

La formation F6 correspond à une série de silts rouges, qui repose en discordance progressive sur le membre F5c (Chap.3). La stratification est soulignée par de rares lentilles de grès très fins qui permettent de relever le pendage.

Les basaltes sont peu épais et disparaissent vers l'est du Jbel Tissili (alt. 3142 m) mais réapparaissent dans l'Assif-n-Fedghat (x: 359 ; y: 91,5).

Bien que réduite cette coupe présente toutes les caractéristiques sédimentologiques décrites au niveau de la coupe A.

La présence ou non et les variations d'épaisseur des formations sont dues aux ondulations du paléorelief du socle (paléoseuils et paléobassins) et au jeu de la tectonique synsédimentaire (cf. Chap.3).

1.3. Description de la région d'Aït Mallal (carte topo. ABACHKOU 1/50 000

1.3.1. Localisation géographique (Fig. 19)

La boutonnière d'Aït Mallal est située à 80 KM au sud de la ville d'Azilal. Elle constitue la partie la plus occidentale de la région des Aït Bougamez. Elle est limitée:

- au Sud par le Jbel Tarkeddid (sources de la Tassaout)
- au Nord par la Jbel Rat et la pays des Aït Bouali (Abachkou)
- à l'Est par l'Ighil-n-Ikkis
- à l'Ouest par le Tizi-n-Iblouzane (Iblouzne)

L'accès à cette région est possible par la piste d'Azilal à Sebt Abachkou.

1.3.2. Cadre géologique

Cette boutonnière paléozoïque à couverture secondaire (Permo-Trias et Lias) présente les mêmes faciès et le même style tectonique de nappes hercyniennes que celle d'Aït Tamliil. J.JENNY (1983) la rattache donc structurellement à la boutonnière d'Aït Tamliil. Elle correspond

également aux affleurements grés-silteux les plus orientaux de la série permo-triasique du Haut Atlas.

1.3.3. Description de la série permo-triasique et ses variations régionales:

a - La coupe C: est située dans le secteur des localités de Targa-Zougart et Aït Ighoured dans le compartiment nord de la faille de Rougoult (Ghougoult) (Fig. 1.9 et 1.5)

- La formation F1 ou conglomérat d'ANRAR:

Epais de 10 à 20 mètres; le contact discordant sur le Paléozoïque est visible à deux cent mètres à l'ouest des deux localités citées plus haut.

Cette formation débute par 0 à 4 mètres de conglomérat bréchique, rouge violacé, dont les éléments proviennent du démantèlement du socle sous-jacent. Ce sont d'abord des dépôts en vrac, riches en matrice argilo-gréseuse. Puis la formation s'affine progressivement avec l'apparition de structure entrecroisée de type chenaux divagants et des dépôts fins de débordement. La sédimentation devient alors rythmique et on passe ainsi progressivement à la formation suivante.

- La formation F2 ou siltites de CHAM-EL-HOUA:

Epaisse de 200 à 250 mètres; c'est un ensemble de silts massif, fréquemment interrompu par des lentilles gréseuse qui détermine une succession de rythmes grés-sableux très riches en figures sédimentaires. La couleur est rouge vif. La stratification est massive dans les niveaux silteux, nettement marquée dans les lentilles gréseuses où elle permet de mesurer le pendage (47°E)

- La formation F3 ou conglomérat de TIMELIZEN:

Elle n'est visible qu'au niveau des ruines (x: 385,5; y: 109,0). Elle est épaisse d'une vingtaine de mètres qui sont constitués de quelques bancs de grès lenticulaires suivis de dépôts conglomératiques dont la matrice argileuse a été entièrement épigénisée par les carbonates (cf. Chapitre 8). Les éléments des conglomérats sont en grande partie d'origine paléozoïque (grès et schistes) en plus de galets d'origine précambrienne (rhyolites et quartzites) et des galets de quartz laiteux.

L'ensemble repose en légère discordance (pendage: 35°E) sur la formation F2.

- La formation F4 ou siltites d'Anoufig:

Elle est très réduite (0 à 6 mètres). Cette formation a

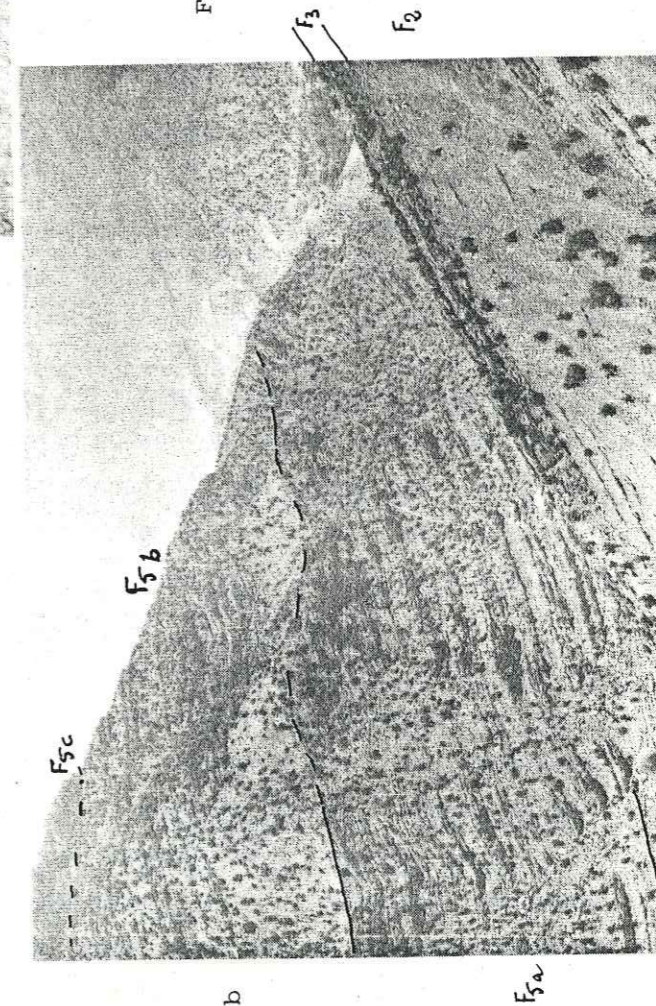
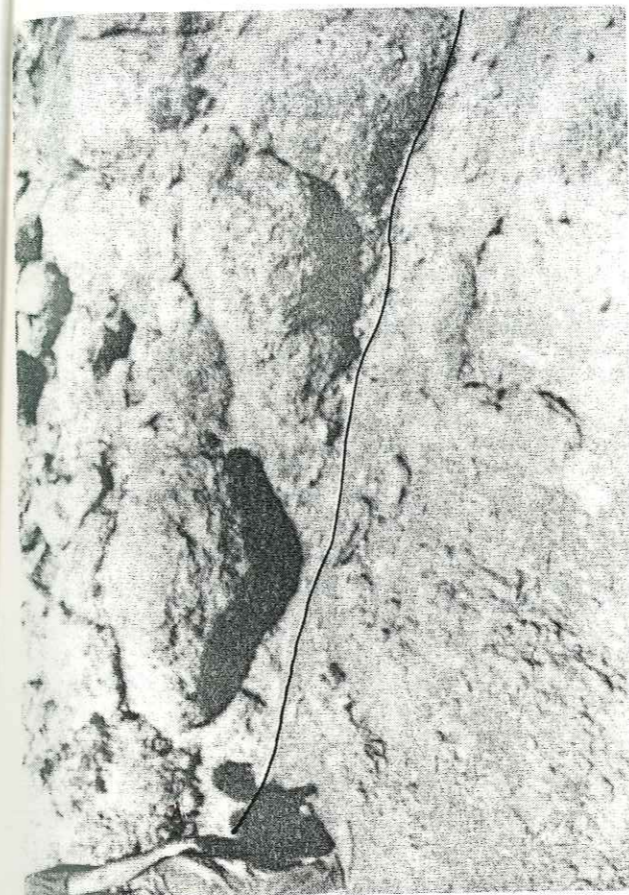


Fig.1.9.1 a: discordance angulaire ravinante de la F1 sur le paléozoïque (coupe D, Ait Mallal)

b: Nette différence de pendage entre F2-F3 et F5 (coupe C, Ait Mallal)

vingt mètres à l'est des ruines au niveau de passage du sentier muletier, sur la rive droite de l'Assif-n-Aït Mallal (x:385,3 ; y:109,3). Là elle est représentée par un ensemble silteux, massif et de couleur rouge cramoisi, sans aucune intercalation gréseuse.

- La formation F5 ou "grès de l'Oukaïmden":

Elle constitue la charpente du Jebel Azzougguir (x:385,5 ; y:109,4 à x':385,5 ; y':109,4).

. Le membre F5a: épais de 150 à 200 m et dont la partie inférieure a été cartographiée comme du F3 et F4 (t1 de J. JENNY, 1983) (fig. 1.9 1b).

C'est une suite de rythmes grés-silteux. L'ensemble est grano- et stratocroissant et la couleur rouge vif à la base devient rouge-rose au sommet.

Je l'ai identifié et en ai précisé les limites grâce à la découverte des niveaux à lamellibranches et empreintes de vertébrés (x:385,5 ; y:109,5) à sa base, et la localisation de lentilles gréseuses à débris de végétaux à son sommet (x:385,8 ; y:109,5).

. Le membre F5b: épais de 150 mètres, ce membre est souligné dans la topographie par une épaisse dépression avec une dense végétation de chênes verts.

C'est un ensemble de silts massifs à intercalations de grès-quartzites.

. Le membre F5c: épais de 170 à 200 mètres, les niveaux roses constituent les trois-quarts de ce membre et sont formés essentiellement de bancs métriques à décamétriques, à grandes structures sédimentaires (litages obliques, entre-croisé et slumps), intercalés de lentilles de grès massifs à surface convexe. L'ensemble est basculé de 27° vers le NE.

- La formation F6 ou siltites de Tafilalet: épaisse de 230 mètres, cette formation repose en concordance sur le membre précédent. C'est un ensemble de silts rouge clair, intercalés de minces lentilles gréseuses. La faible concentration en sel et gypse se traduit par de simples taches blanches le long de l'aqqa-n-Tifadniwiyn.

Les relevés des mesures du pendage, à la surface des lentilles gréseuses, montrent l'arrêt progressif du basculement synsédimentaire du bassin pendant le dépôt de cette formation (cf. Chap.3).

Des coulées de basaltes altérés reposent sur cette formation et le contact est souligné par un liseré blanchâtre dû à la décomposition des silts par la première coulée .

b - La coupe D: (Fig: 1.5, 1.9 et 1.10)

Elle a été levée et étudiée au dessus de la localité d'Ifri-n-Aït Kherfella (x:389,2;y:106,8) et le long d'Agga-n-Taziyt. Elle est située dans le compartiment sud de la faille de Regoult dont le jeu synsédimentaire peut expliquer les réductions d'épaisseur et l'absence de certains niveaux dans ce compartiment sud.

- La formation F1 ou conglomérat d'ANRAR: fig:1.9.1a n'est représentée que par quelques niveaux d'un conglomérat bréchique discontinu, correspondant au remplissage de petites dépressions de la topographie paléozoïque. La couleur est violet foncé; la nature des galets indique une source paléozoïque.

- La formation F2 ou siltites de CHAM-EL-HOUA; débute par un ensemble grés-silteux qui repose soit sur les niveaux conglomératiques précédents soit directement en discordance angulaire sur le socle paléozoïque. Puis les dépôts deviennent plus silteux, massifs et à débit en "frites" avec des intercalations gréseuses riches en figures sédimentaires.

Cette formation de couleur rouge-vif, a une épaisseur de 250 mètres. L'apparition de lentilles gréseuses à ciment carbonaté annonce la formation F3 .

- La formation F3 ou conglomérat de TIMALIZEN: elle constitue la première falaise gréseuse de la série en ce lieu. L'ensemble de la formation est constitué de lentilles gréseuses passant latéralement à des lits silto-argileux souvent pris en écharpe par une épigénie calcaire. Vers le sommet de la formation apparaissent de rares crachées conglomératiques.

L'existence de ciment, de nodules et parfois de fines dalles carbonatées caractérisent cette formation.

- La formation F4 ou siltites d'ANOUIF: est marquée dans la topographie par une dépression qui sépare la F3 et la F5.

Elle a 30 mètres d'épaisseur et peut disparaître latéralement. La couleur est rouge foncé, semblable à celle de la partie supérieure de la F4 dans la coupe A d'Aït Tamllil.

- La formation F5 ou grès de l'Oukaïmden: par comparaison avec la coupe C cette formation est caractérisée par une très nette réduction des deux membres supérieurs; c'est ainsi que:

. Le membre F5a; épais de 150 à 200 mètres est formé par une suite de rythmes semblables à ceux décrits à Aït Tamllil. On y retrouve notamment les niveaux à lamellibranches à la base et les lentilles de grès rose blanchâtre à végétaux au sommet (x:390,2 ; y:106,6 à x':390,2 ; y':106,8).

Formations	membres	coupe	Faciès	Niveaux repères
Basaltes				
F ₆			Silts rouge clair	
F ₅	F _{5c}		Grès moyen rose	Figures de slumps
	F _{5b}		Grès-quartzite et silts rouge foncé	
	F _{5a}		Grès rose blanc	Niveau à mangrove Niveaux à bois
			Grès-quartzite rouge foncé	Lamellibranches
F ₄			Silts rouges foncé	
F ₃			Conglomérat-gréseux violet	Croutes calcaires
			Grès rouge violacé	
F ₂			Silts rouge foncé	
F ₁			Conglomérat violet	

Fig. 1.10 Coupe D d'Ait Mallal

. Le membre F_{5b}: est très réduit (15 à 20 mètres) et les niveaux silteux sont peu nombreux. La série a été basculée de 40°SW à la fin des dépôts du membre F_{5b} car nous observons une nette discordance angulaire entre le membre F_{5c} et tout ce qui lui est sous-jacent de la série. La même disposition a été observée à l'est d'ANFARKOU sur le rive droite de l'assif-n-Aït Mizane (x:257,4 ; y:69,4) (com. orale J. PETIT et J.L. LAGARDE et observations personnelles), (carte J.TOUBKAL au 1/50.000°).

. Le membre F_{5c}, épais de 80 à 100 mètres n'est représenté que par les niveaux des grès roses, subhorizontaux, et riches en structures slumpées. Les niveaux à dragées de quartzite surmontés par quelques barres grés-sableux indiquent toujours le passage à la formation sus-jacente.

- La formation F₆ ou siltites de TAFILALT: peut atteindre 300 mètres d'épaisseur au niveau de l'Azib-n-Tiziyt (x:391,3 ; y:107). Elle est représentée par un ensemble de silts massifs renfermant de rares et minces intercalations gréseuses à sa base.

Elle est coiffée par des coulées, de basaltes altérés, qui diminuent latéralement et peuvent même disparaître.

c - Les variations régionales dans la boutonnière d'Aït Malla:

Tout au long de la bordure méridionale, de la boutonnière, la série permo-triasique affleure particulièrement bien:

- dans la partie centrale et occidentale du Jbel TARKEDDID
- au dessous de Tizi-n-Regoult (x:385 ; y:101,5)
- au niveau du Jbel Tougransa (x:381 ; y:102,5)
- au niveau de Tizi-n-Iblanzane (x:374 ; y:102,3)

On y observe les variations suivantes:

- Les formations F₁ et F₂ sont absentes à partir de la rive gauche de l'agga-n-Taziyt (x:389,3 ; y:105,7)
- La formation F₂ est constante, de type plutôt gréseux à crachées conglomératiques et toujours caractérisée par une épigénie carbonatée.
- La formation F₄ est discontinu faiblement représentée (35 mètres d'épaisseur) dans la partie sud de l'Assif-n-Tifira (x:384,4 ; y:103), elle est absente ailleurs; sa présence ou son absence sont liées à une tectonique synsédimentaire de paléobassin locaux et de paléoseuils (Chap. 3).

- La formation F₅ est représentée par ses trois membres, nettement réduits au niveau du Jbel TARKEDDID (toute la partie située à l'est de l'agga-n-Tiziyt) et au niveau du Jbel TOUGRANZA jusqu'au Tizi-n-Iblouzane, plus épais dans l'agga-n-Rougoult (Fig.1.9) et (x:384,5 ; y:102).

- La formation F6, épaisse de 200 à 300 mètres, présente des variations de pendage (com. orale J. JENNY et observations personnelles à Tizi-n-Rougoult (x:384,6 ;y:101,6) et à Tizi-n-Iblouzane (x:373,3;y:101,8). Là où les coulées basaltiques sont absentes, comme à l'extrémité occidentale du J. TARKEDDID, cette formation est directement surmontée par le Lias calcaire.

1.4. Région d'Alamsa (x: 353,5; y: 111,8; feuille topo. de TIFNI à 1/50 000)

1.4.1. Situation géographique:

La localité d'Alamsa est située à mi-chemin entre Aït Tamllil et Demnat (fig:1.11).

1.4.2. Cadre géologique

Cette région fait partie du secteur septentrional de la "zone axiale du Haut Atlas Central" (L. MORET, 1931 et E. ROCH 1939). C'est une petite boutonnière paléozoïque, d'une superficie de 14 km², à couverture secondaire (Perm-Trias et Lias).

La stratigraphie du Paléozoïque a été établie par E. ROCH (1939).

La cartographie et une étude structurale ont été faites par LEVEQUE 1961 et J. JENNY, 1980-1983).

Aucun travail sédimentologique n'a encore été entrepris sur la couverture secondaire.

1.4.3. Description de la série Permo-triasique et de ses variations régionales:

a - Coupe E: Cette coupe, la plus complète, a été localisée au niveau d'Ougougane (x: 353,9; y: 111,7) et au dessus d'Aït Wakrim. Elle fut levée par J. JENNY (1982), sous le nom d'Assif-n-Tighli. Je complète ici, l'excellent travail réalisé par J. JENNY, en précisant la situation de certains niveaux repères, dans la série permo-triasique et en subdivisant la formation F5. (fig: 1.2)

- Les formations F1 et F2 sont absentes.

- La formation F3, épaisse de zéro à 10 mètres, n'a été localisée que sous le village d'Ougougane et disparaît latéralement vers le NE.

Elle est formée par un ensemble grés-conglomératique à éléments de taille moyenne à fine, qui résultent essentiellement d'un remaniement du socle Paléozoïque. La stratification lenticulaire est en lentilles métriques à litage oblique.

Cette formation est caractérisée par sa matrice épigénisée par des carbonates.

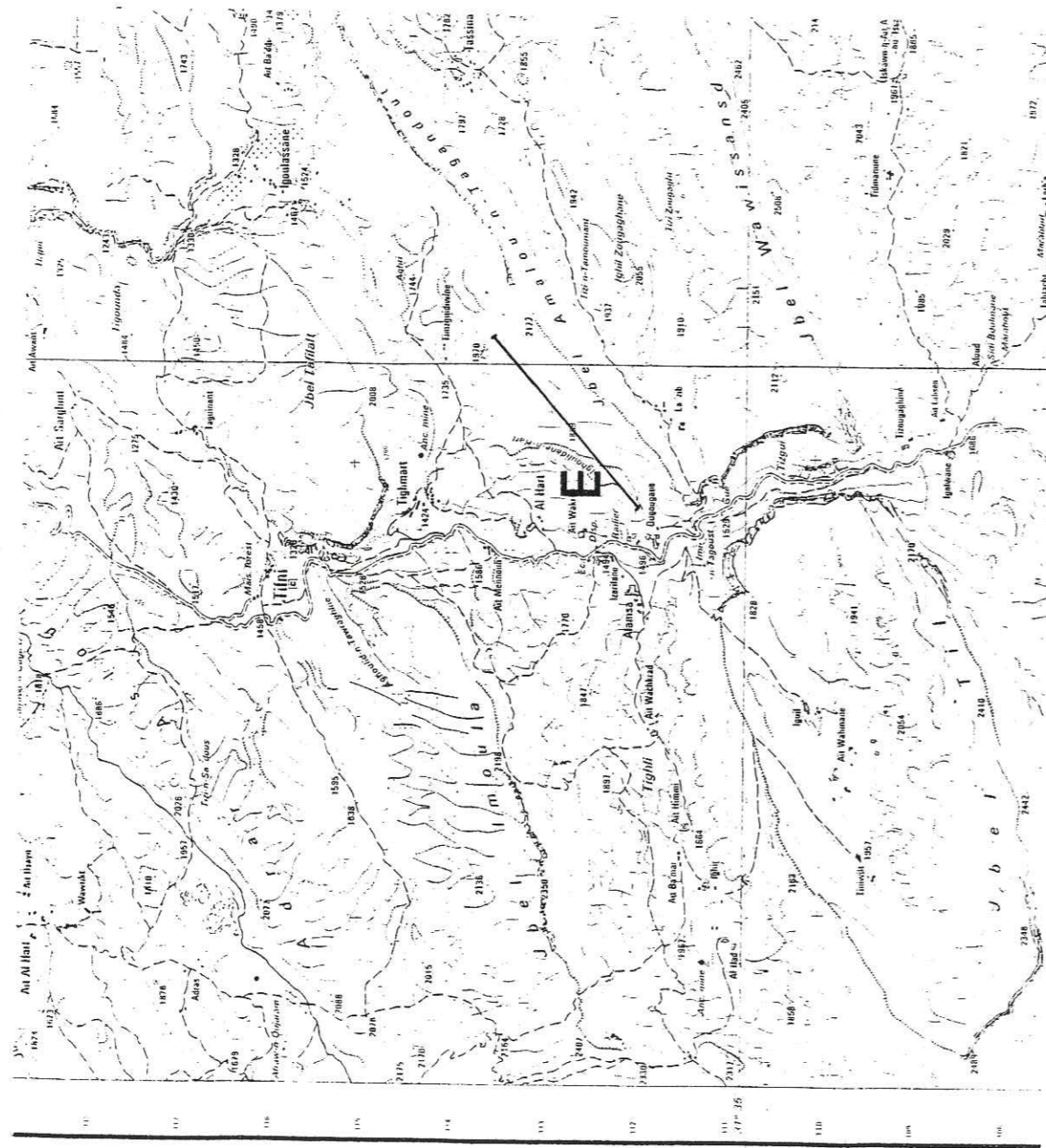


Fig. 1.11 Carte de localisation de la coupe E de la région d'Alamsa.

Formations	membres	coupe	Faciès	Niveaux repères
Basaltes				
F6			Silts rouge clair	Traces de gypse, sel
F5	F5c		Grès moyen rose	Figures de slumps
	F5b		Grès-quartzite et siltz rouge foncé	
	F5a		Grès rose blanc	Niveau à mangrove Niveaux à bois
F4			Grès-quartzite rouge foncé	Lamellibranches
			Silts rouge	
F3			Grès-conglomérat violet	Crottes calcaires

Fig.1.12 Coupe E d'Alamsa

- La formation F4, épaisse de 80 à 100 mètres, peut reposer directement et en discordance franche sur le socle hercynien (Aït Wakrim). C'est un ensemble de silts rouge-brun, massifs, comportant quelques lentilles gréseuses à ciment calcaire.

Contrairement à ce que laisse entendre J. JENNY (1985), la formation F4 de cette coupe (et dans tout le Haut Atlas Central) ne révèle aucun anneau de liesegang ni de débris organique mais seulement quelques traces de galerie d'invertébrés, des bioturbations et des empreintes de cristaux de sel.

- La formation F5:

Les trois membres sont bien individualisés topographiquement (fig.1.11).

.Le membre F5a:

Je délimite ce membre par:

- à sa base: la localisation de niveaux à lamellibranches (cités par J. JENNY, 1982 et obser. pers.) dans les dix premiers mètres des grès (x: 354,5; y: 112,2) rouge-brun.

- au sommet, par les barres de grès rose clair à traces de végétaux, situés à soixantes mètres au dessus des lamellibranches et qui forment la première corniche.

.Le membre F5b; épais de 40 à 60 mètres, correspond à un ensemble silteux à intercalations gréseuses. Il forme une faible dépression dans la topographie (fig. 1.11).

.Le membre F5c; épais de 50 mètres, est caractérisé par des niveaux de grès rose en barres massives métriques à décamétriques, lenticulaires, à fort litages obliques sigmoïdes de progradations et très riches en structures slumpées. Il correspond à la deuxième corniche (fig. 1. 11).

- La formation F6, épaisse de 300 à 350 mètres: C'est un ensemble de silts fins, rouge brique à rouge rose; semblable à celui d'Aït Tamlil. Il est coiffé par des coulées de basaltes attribuées à l'infra-lias (VERDIER, 1972, LEMARREC et al., 1982 P. DEPACHTERE 1983).

b- Variations régionales:

Au niveau d'Aït Mannson (x: 354; y: 113,6), comme à Ougougane:

- Les formations F1 et F2 font défaut.
- La formation F3 est semblable à celle décrite à Ougougane.
- Les formations F4, F5 et F6 ainsi que les basaltes sont

pris en écharpe par une faille de direction atlasique (cf. Chap.3) qui met en contact les basaltes avec les différentes formations (F4, F5 et F6).

- Le long de l'assif-n-Tighli (x:351,5 ; y: 111,5) les coupes ne sont que partielles.

- Les formations F1 et F2 font toujours défaut.

- Le reste de la série n'affleure que sous forme de lambeaux le long des deux rives de l'assif.

A l'ouest du Jbel Til dans la région des Aït Calah (x:347; y:108) carte topo. Demnat au 1/50 000 et carte géol. Demnat au 1/100 000 de A. LEMARREC). La série est semblable à celle d'Alamsa. Cependant au niveau de la formation F6 on note la présence de roches basiques, sous forme de petits massifs ou lopolites (J. JENNY 1983) alignés suivant une direction NW-SE et dont le pendage est de 87 NE. Dans la série permotriasique, du lieu, les pendages sont:

- de 53° NE pour les formations F3, F4 et F5.

- de 24° ENE pour le quart supérieur de la formation F6.

Le contact de ces massifs magmatiques avec l'encaissant silteux de la formation F6 est souligné par une auréole d'argiles blanchâtres à verdâtres qui résulterait d'une altération des silts (F6) lors de la mise en place magmatique.

1.5. Région d'Iguernane (Taliouine, Tigguert, Tamzrite et Tizi-n-Fedrat)

1.5.1. Situation géographique

Cette région est située sur le flanc sud du Haut Atlas Central, à 45 km au nord de la ville d'Ouarzazate (fig.1.13).

Elle est limitée:

- au sud par l'accident d'Aguerzga (LAVILLE, 1975 - 1980, 1985)
- au nord par le Tizi-n-Fedrat et Jbel INGHMAR
- à l'est par la boutonnière de Skoura.
- à l'ouest par les affleurements des formations crétacées et cénozoïque du Jbel Tafdjat.

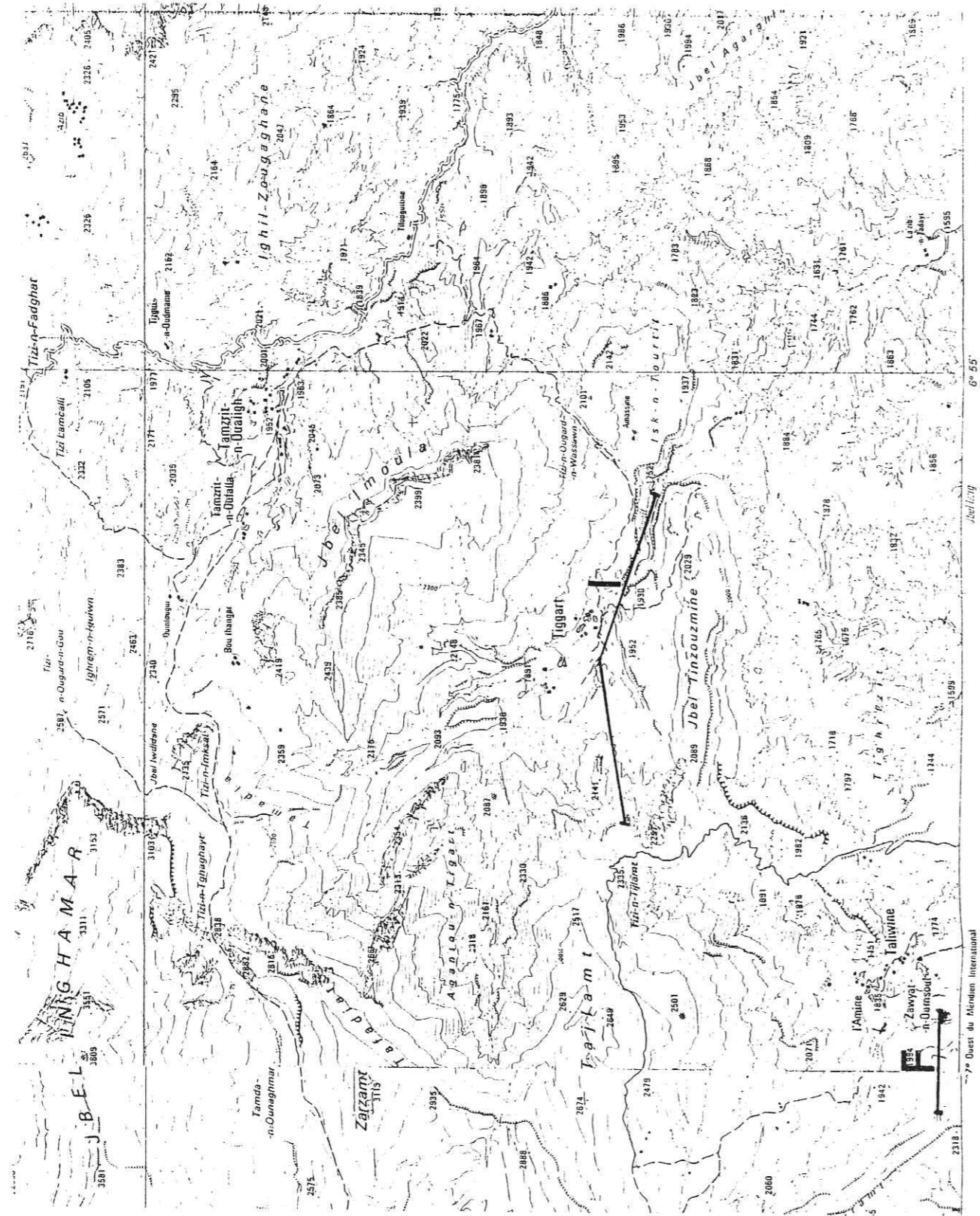


Fig. 1.13 Carte de localisation des coupes F et I de la région d'Agawane

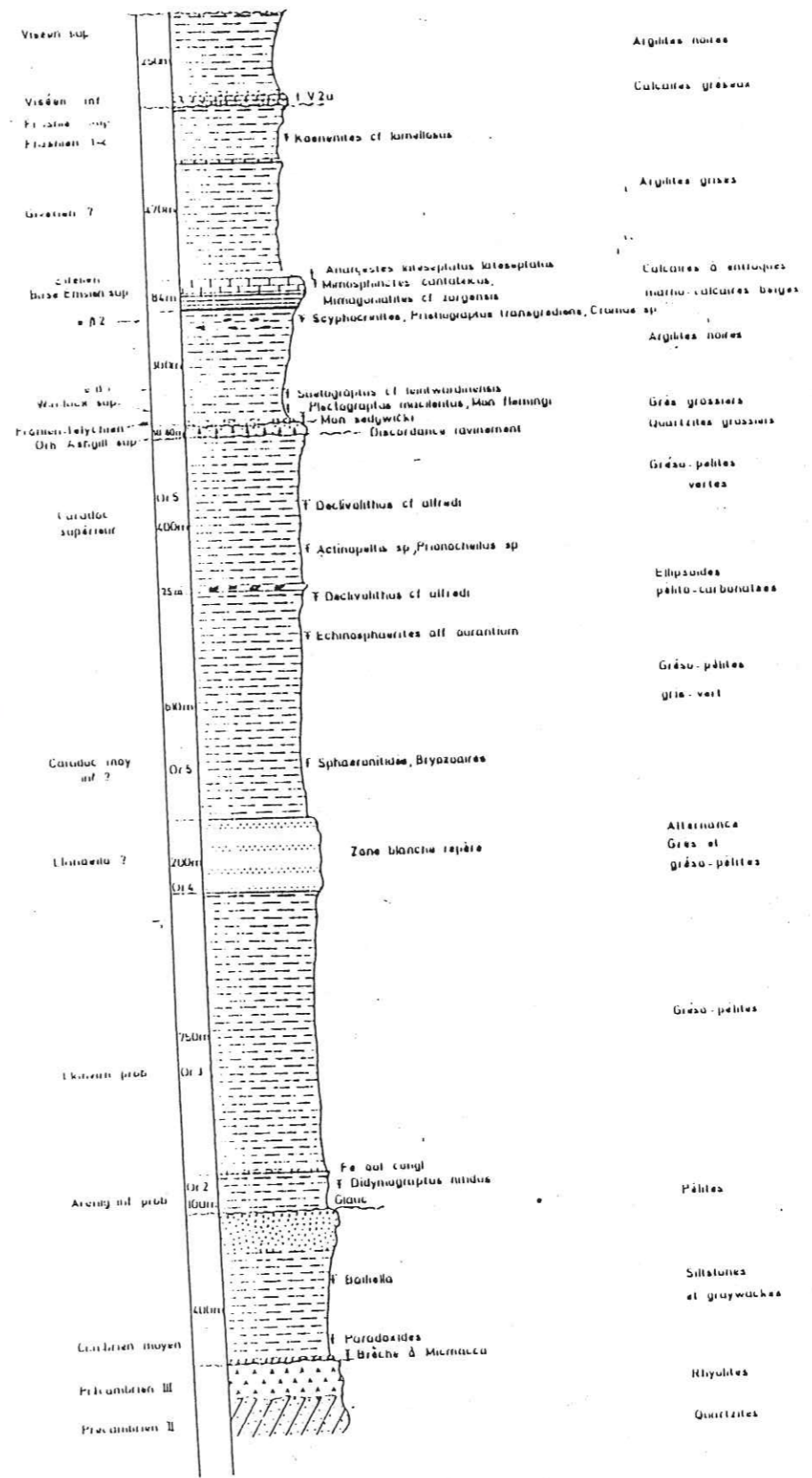


Fig: 1.14. Log stratigraphique du socle de la boutonnière de Skoura. (in DETOMBES et al., 1983).

1.5.2. Cadre géologique:

L. MORET (1931) et E. ROCH (1939) placent cette région dans "la zone subatlasique méridonale". La stratigraphie du Paléozoïque a été établie par E. ROCH (1932-1939). Son travail fut repris par F. DUFFAUD, 1966 puis J. DESTOMBES (1966-1967) (fig.1.14).

La tectonique hercynienne est tardihercynienne fut étudiée par E. LAVILLE (1975-1980).

Les formations rouges ont d'abord été attribuées au Stéphanotrias (E. ROCH, 1939) puis cartographiées comme Permo-Trias (carte géol. du Maroc au 1/500.000, 1959, 1978, E. LAVILLE, 1975-1980, 1985). Mais aucune étude stratigraphique ou sédimentologique n'a encore été effectuée.

1.5.3. Description de la série permo-triasique et ses variations régionales

a) Coupe F à Taliouine: (fig: 1.15)

C'est la meilleure coupe du flanc sud du Haut Atlas Central et je l'utilise comme référence. Elle est située au dessus de la Zouiat-n-ousmoul (x:348,7;y: 74).

La série permotriasique est discordante sur les argilites grises du Dévonien supérieur qui sont rubéfiées sur une épaisseur de 5 à 7 mètres. Latéralement le socle peut être du viséen, du silurien ou de l'ordovicien .

Le contact avec le Paléozoïque n'est visible et accessible qu'au point (x:348,2; y:74,35); il est marqué par une mince croûte calcaire (0,5 à 1 cm d'épaisseur) jaune-ocre.

Cette série permo-triasique est constituée par plusieurs ensembles dans lesquels nous avons distingué des formations que nous avons corrélées avec la série permo-triasique nord atlasique (ELYOUSSI et al., 1985).

- L'ensemble silteux basal

Il est formé par:

Deux mètres de silts rouges à débits en "frites" ou en petits blocs centimétriques.

Une croûte carbonatée de 5 à 8 centimètres d'épaisseur.

Deux à trois mètres de silts semblables aux précédents.

- L'ensemble grés-conglomératique, épais de 10 à 15








Formations	membres	coupe	Facès	Niveaux repères
Basaltes				
F ₆			Silts rouges	
	F _{5c}		Grés moyen rose	
	F _{5b}		Grés et silts rouges	
F ₅	F _{5a}		Grés rose blanc	Niveau à mangrove Niveaux à bois
			Conglomérat gréseux	Sols et croutes
F ₃			Grés grossier	Croutes dolomitiques

Fig.1.15 Coupe F de Taliouine

mètres: ce sont d'abord des bancs lenticulaires métriques, gréseux, à ciment calcaire, de couleur rouge-clair.

Viennent ensuite des bancs gréso-conglomératiques, lenticulaires d'extension décamétrique. Chacun de ces bancs s'achève par un épais niveau de silts rouges, coiffé d'un paléosol. La fréquence de ces paléosols augmente vers le sommet.

Dans chaque banc le granoclassement est positif mais l'ensemble est strato et granocroissant.

Les derniers mètres sont formés par un conglomérat moyen contenant cependant quelques éléments grossiers (le percentile 1 correspond à un galet de quartzite de 15 cm). Ce conglomérat est constitué par 41% de quartzites et 30% de rhyolites précambriennes, par 14% de grès paléozoïques et permo-triasiques remaniés et par 15% de liant (matrice détritique et ciment carbonaté). Les galets de quartzite et de rhyolite présentent un façonnement éolien et sont enrobés par un enduit ferrugineux noirâtre.

Cet ensemble est bien marqué dans la topographie par une corniche.

- Ensemble gréso-silteux: Il présente trois sous-ensembles bien marqués dans la topographie:

Un sous-ensemble inférieur, épais de 15 à 20 mètres, et qui comporte:

. Six mètres de grès, d'abord finement laminés et à structures entrecroisées. Puis le litage devient oblique et de sens opposés.

. Vient ensuite une série riche en coquilles de lamellibranches (cf. Chap.2) intercalées dans des lentilles gréseuses et auxquelles peuvent être associés des dents de reptiles (cf. Chap.2).

Un à deux niveaux de grès évoluant en nodules ou "karkoubes" avec une structure en rose ou en artichaut peuvent précéder ou encadrer les niveaux à lamellibranches.

. Au dessus vient une série grano-et-stracroissante, de bancs de grès rose blanchâtre; leur base est plane et leur surface est parfois occupée par des dépressions d'ordre décimétrique à métrique, allongées dans la direction des paléocourants et garnies d'argiles noirâtres à verdâtres. Cette coloration atteste l'existence de matière organique bien développée dans ces micro-écosystèmes locaux. On note également dans ses dépressions l'existence de micronodules sphériques, gréso-carbonatés d'origine épigénétique (cf. Chap.8). Les bancs de cette

série contiennent de grands litages obliques et unidirectionnels.

. Le sommet est occupé par une dalle parcourue par un important réseau de racines en place (cf. Chap.2) et un réseau polygonal de fentes de dessiccation de dimensions décimétriques à métriques (fig.1.16.1).

. Un sous-ensemble médian, épais de 30 à 40 mètres. Il correspond à des silts massifs, rouges-vif, dans lesquels s'intercalent deux épaisses barres gréseuses de 3 à 6 mètres chacune, à structure entrecroisée d'ordre décimétrique. Ces grès sont fins, friables et pauvres en matrice et présentent de fins niveaux riches en maganèse.

La barre supérieure a été creusée par les bergers et sert d'abris aux troupeaux de chèvres (x: 347,8; y: 73,9).

. Au dessus vient une suite grano-et-stracroissante de bancs gréseux lenticulaires, bien marquée dans la topographie par une deuxième corniche (x: 347,6; y: 73,9).

. Un sous-ensemble supérieur épais de 20 à 30 mètres.

La base est une suite de bancs de grès roses présentant de nombreuses structures sédimentaires semblables à celles observées au niveau du sous-ensemble inférieur: petits chenaux à structure entrecroisée et litages obliques de sens opposés.

. Puis viennent des bancs métriques à base peu ravinante et à litage oblique unidirectionnel.

L'ensemble constitue une suite rythmique grano-et-strato-croissante à grandes structures sigmoïdes de progradation.

. Au sommet on observe une barre de grès à grains sphériques et dragés de quartzite très riche en figures sédimentaires de plage.

. Enfin vient un mètre de sable argileux à grains sphérique d'aspect mat.

- Ensemble silteux supérieur:

Épais de 60 à 70 mètres, les silts massifs, de couleur rouge-mat sont intercalés par endroit, de minces niveaux d'argiles vertes.

Aucun indice gypso-salifère n'a été observé dans cet ensemble.

- Des coulées basaltiques discontinues semblables à celles observées sur le flanc nord, surmontent cette série.

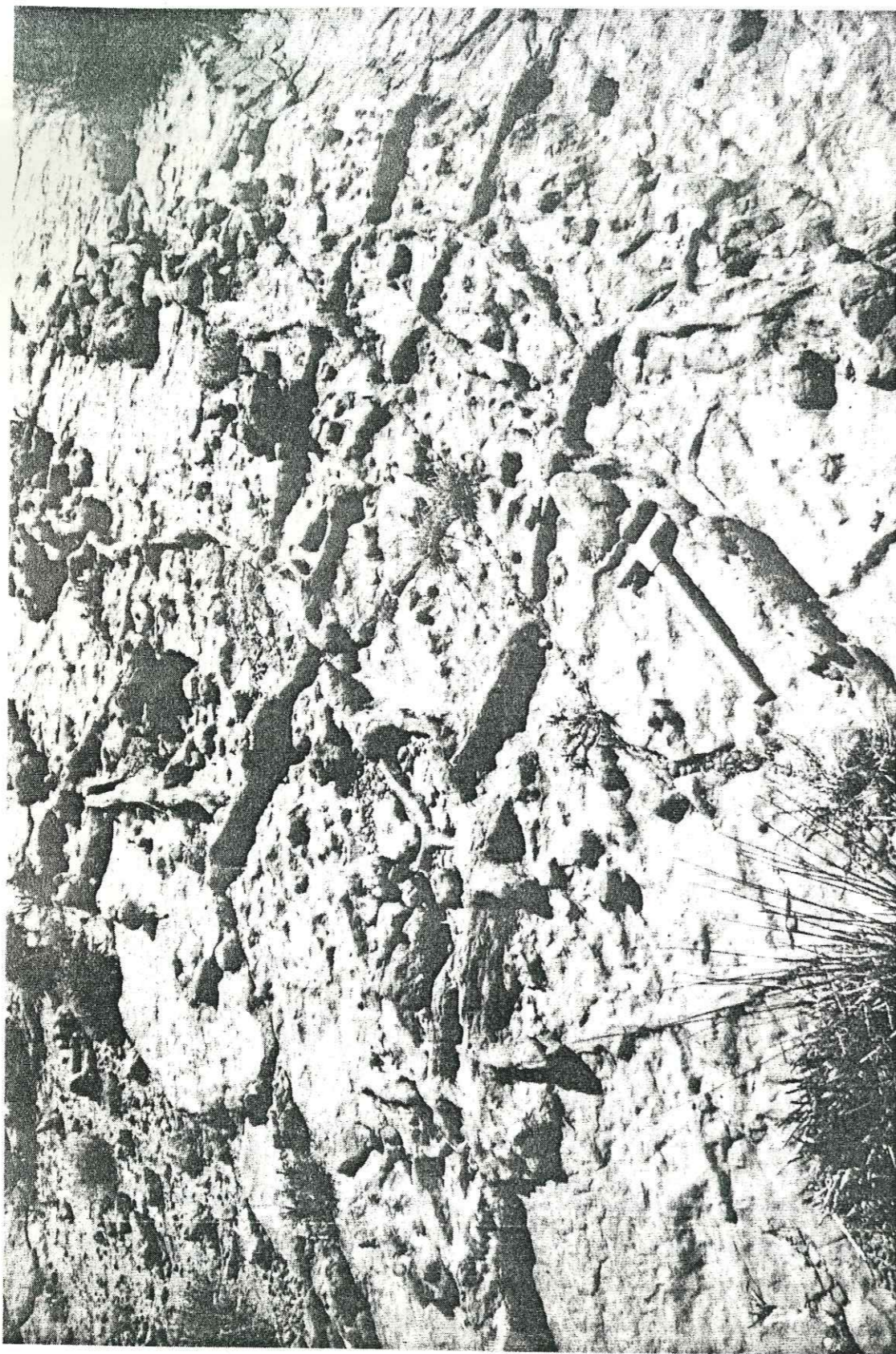


Fig. 1.16. Surface à mangrove, sommet de F5a : coupe F, Taliouine

b) Correlation de la coupe F (Taliouine) avec la série permo-triasique du flanc nord du Haut Atlas

- L'ensemble silteux supérieur est situé:

. Au dessous des coulées de basaltes altérés, semblables à ceux du flanc nord et,

. au dessus du sous-ensemble grés-silteux, rose, s'achevant par un niveau à dragées de quartzite. Ce niveau est identique à celui qui caractérise le sommet du membre F5c sur le flanc nord.

Cet ensemble silteux supérieur peut être parallélisé avec la formation F6.

De même le "sous ensemble grés-silteux supérieur" qui s'achève par un niveau à dragées de quartzites et de grains de quartz sphériques, peut être parallélisé avec le membre F5c du flanc nord.

La découverte dans le "sous ensemble grés-silteux inférieur" des mêmes espèces de lamellibranches (déterminé par J.C. GALL) que celles décrites à l'Ourika (BIRON, 1982 et BIRON et al. 1983) et que nous avons situées dans le membre F5a (ELYOUISSI et al., 1985), de niveaux à plantes et grosses fentes de dessiccation permet de paralléliser ce sous-ensemble avec le membre F5a.

La nature et la situation du "sous ensemble grés-silteux médian" permettent de le paralléliser avec le membre F5b du flanc nord du Haut Atlas Central.

- L'ensemble grés-conglomératique sous-jacent, riche en structure d'épigénie et à ciment carbonaté, ne peut être que l'équivalent de la formation F3 du flanc nord du Haut Atlas.

La coupe F DE Taliouine peut être placée en parallèle avec les coupes A1, A2, et B d'Aït Tamlil (fig. 1.5). Une similitude supplémentaire consiste en l'absence des formations F1, F2, et F4.

Mais dans ce contexte, quelle est la situation de l'ensemble silteux basal de la coupe F de Taliouine et qu'on retrouve dans les autres affleurements du flanc sud du Haut Atlas Central ?

Deux hypothèses peuvent être discutées:

- Ce serait un dépôt réduit correspondant à la formation F2 au niveau d'une série située au sud de la faille d'Ibouroudène (fig. 1.17).

- Ce serait un dépôt local de remaniement des résidus d'altération du socle hercynien sous-jacent; caractère semble à ce qui été décrit par J. PERRIAUX (1969) dans les Vosges. La découverte dans ce dépôt de fragments d'entroques issus d'un socle viséen préexistant

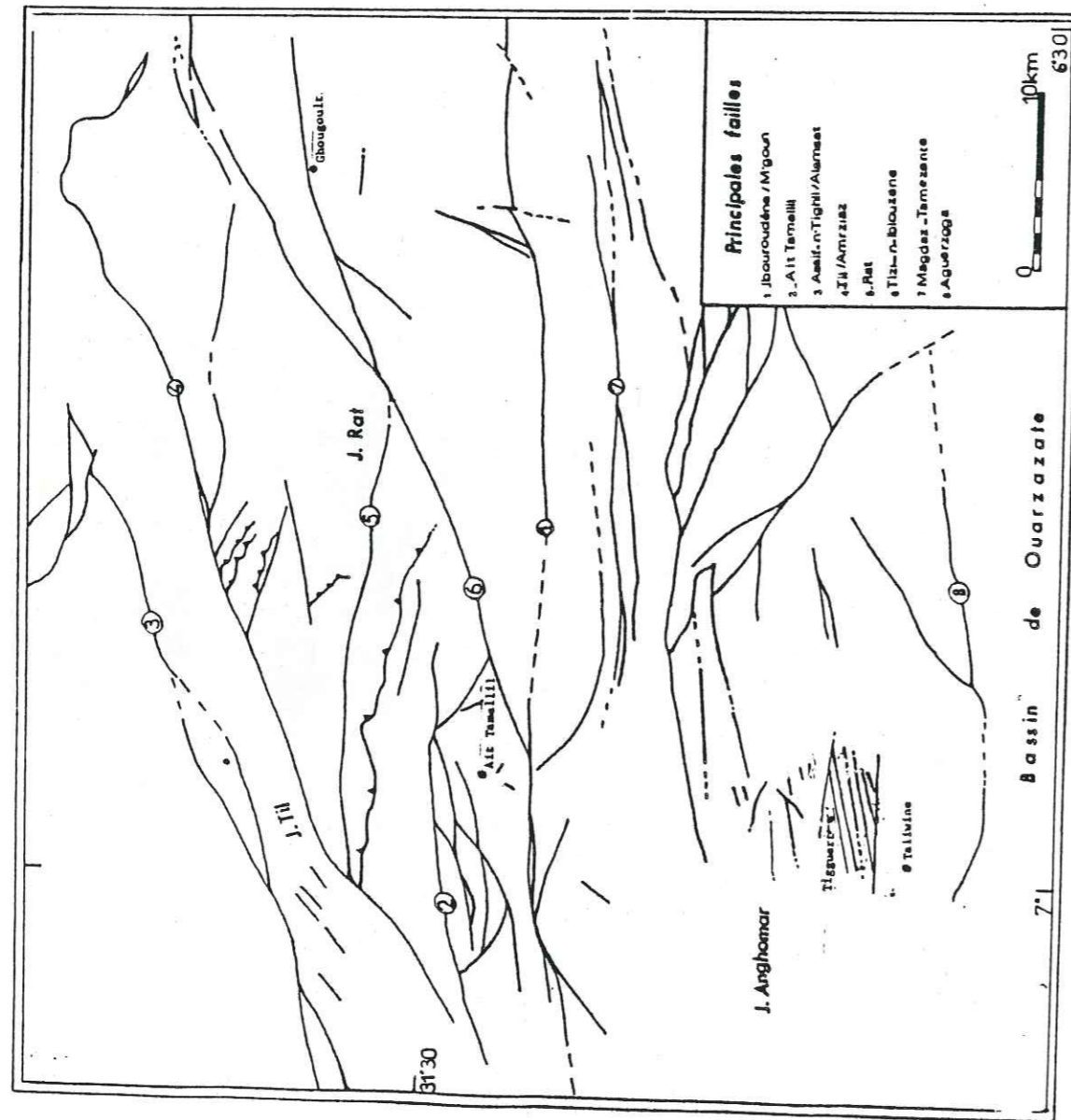


Fig.1.17. Schéma structural du Haut Atlas central (d'après J. JENNY, A. IZART et J.L. LESAGE, 1965, simplifié et modifié)

qu'on retrouve à quelques kilomètres latéralement, appuie cette hypothèse à laquelle je suis favorable car nulle part, sur le flanc sud cet ensemble n'est connu, mais là où la "formation F3" repose sur du Précambrien cristallin, cet ensemble silteux étant absent, est remplacé par des galets du socle remaniés tel le cas à Douar Es Sour, sur le sud de l'Atlas de Marrakech (H. EL Arabi. Com. orale et observ. personnelles).

c) Variations régionales:

* Au Sud:

Ces variations sont marquées par une forte réduction de la série, voire par sa disparition (fig.1.5,

. Coupe G (fig.1.5 ; x:348,5 ; y:71,3): cette coupe est semblable à la coupe F. Les différences sont notables dont:

- La forte réduction de la série qui passe à 50 mètres d'épaisseur.

- La prédominance des niveaux conglomératiques sur les niveaux gréseux, dans le cas de la formation F3.

- L'augmentation de la dimension des galets (le percentile 1 est égal à 25 cm).

- L'apparition de dalles carbonatées d'ordre décimétrique au sommet de la formation F3.

- La présence d'un seul niveau à nodules ou "Karkoubes" à ciment sulfaté, au dessous d'un niveau à lamellibranches dans le membre F5a.

- La faible présence des lamellibranches, voire leur disparition vers le sud, dans ce membre F5a.

- L'apparition au niveau des barres gréseuses du membre F5b, de nodules à ciment calcaire (fig.).

- La couleur de la formation F6 est rouge clair, mais toujours sans sel ni gypse.

- L'absence des coulées basaltiques au dessus de la formation F6.

- L'apparition au dessous de la formation F6 d'une barre conglomératique d'un mètre d'épaisseur à galets de quartzite sphériques et matrice grésocarbonatée.

- La découverte au dessus de ce niveau conglomératique, de coulées de basaltes altérés intercalées dans un ensemble de siltés rouges semblables à celui de la formation F6 (x:348 y:71,3).

Ces basaltes pourraient être l'équivalent desséries alcalines déjà rencontrées et étudiées dans les séries jurassico -crétacé de la partie orientale du Haut Atlas Central (C. HARMAND et al., 1983).

Il pourraient être aussi des injections de basaltes infra-liasiques le long d'une petite faille locale (fig.).

- La coupe H (fig. 1.5) est épaisse de 15 mètres seulement.

. Elle débute par un à deux mètres de silts rouge rosé de même origine que celle de l'ensemble silteux basal de la coupe F.

. Un ensemble conglomératique épais de dix mètres, caractérisé par un ciment, des nodules et de fines dalles carbonatées.

. Une croute calcaire formant une dalle de vingt à quarante centimètres d'épaisseur pourrait correspondre à la série très condensée équivalent à la formation F5.

. La formation F6 est représentée par trois mètres de silts rouge clair.

. Quelques décimètres de basaltes altérés coiffent l'ensemble.

* Au nord (Tigguert, Tamzrite, J. Anghmar et Tizi-n-Fedrat):

- Coupe I, à Tigguert (Fig. 1.5, x: 354,2; y: 77,2 à x': 350,4; y' 77,4), a été étudiée et levée dans le canyon de l'assif-n-Tigguert

Elle est épaisse de cent quarante à cent soixante mètres. On y retrouve les mêmes formations que celles décrites à Taliouine.

. Quatre à six mètres de silts rouges, discordants sur le paléozoïque rubéfié et représentant, là encore, un dépôt local de remaniement des résidus d'altération du socle hercynien.

. La formation F3, est épaisse de 25 à 30 mètres est constituée de bancs gréso-silteux, puis gréso-conglomératiques, en série grano et stratocroissante. Là aussi la matrice est en grande partie épigénisée par des carbonates.

Cette formation est marquée dans sa moitié supérieure par la présence de plusieurs paléosols (jusqu'à 10) d'ordre métriques, qui confirment bien la continentalité du milieu de dépôt.

. La formation F4 est absente

. La formation F5 est épaisse de 110 mètres

- Les membres F5a et F5b sont semblables à ceux de la coupe F.

- - Le membre F5cy est plus important avec des bancs très épais (2 à 5 mètres d'épaisseur), à nombreuses et grandes structures entre-croisées. De plus on y retrouve les structures en slumps qui caractérisent ce membre sur le flanc nord du Haut Atlas.

- La formation silteuse F6 comporte des indices de gypse. Elle est surmontée par l'empilement de dix coulées de basaltes.

Cette coupe est délimitée par deux failles: l'une au sud de direction N105 et l'autre au nord de direction N115.

- Coupe de Tamzrite (x: 353,4; y: 80,5). On y assiste:

. à une réduction faible mais continue de la série permotriassique, du sud vers le Nord (Tizi-n-Fedrat).

. à un début de silicification du membre F5a (cf. chapitre 8).

. à une richesse, du membre F5c, en structure slumpées et figures d'expulsion d'eau.

Conclusion à l'étude stratigraphique:

La série permo-triasique du Haut Atlas Central présente:
 . sur l'ensemble du flanc nord de la chaîne, une succession lithologique constante mais affectée de fortes variations d'épaisseur pouvant aller jusqu'à l'absence totale de certaines formations. Ces variations sont observées et localisées de part et d'autre des grands accidents N70 et au niveaux des paleoseuils,

. sur le flanc sud la série est uniforme et diminue régulièrement d'épaisseur du Nord vers le Sud jusqu'à disparition totale; la limite Sud du bassin peut ainsi être située:

La présence de niveaux d'encroûtement de type pédologique et de type dû aux nappes phréatiques caractérise la formation F3 des deux flancs.

Les niveaux à lamellibranches, les niveaux à pistes de vertébrés, les niveaux à végétaux et le niveau à "mangrove" caractérisent le membre F5a, (cf. Ch.2).

Compte tenu des descriptions faites par MATTIS (1975, 1977), BIRON (1982) et après étude des affleurements de la région de l'Oukaïmeden, nous proposons de restreindre l'appellation "Grès de l'Oukaïmeden", de ces auteurs au membre F5c.

La subdivision de la formation F5 en trois membres est établie par la présence de niveaux-repères à caractères paléontologiques et faciologiques.

En résumé:

Les formations F1 et F2 n'existent que sur le flanc nord où elles présentent de forts épaississements vers le NNE.

Les formations F3, F5 et F6 sont permanentes dans toutes les coupes des deux flancs.

La formation F4: fait également défaut sur le flanc sud. Sur le flanc nord, elle n'existe que dans les zones à forte subsidence.

Les séries de basaltes fini-triasiques cachètent toutes les coupes du Haut Atlas Central.

CHAPITRE 2: PALEONTOLOGIE

2.1. Introduction

Les séries du "Permo-Trias" haut atlasique marocain sont souvent considérées comme des dépôts azoïques. Or, depuis quelques années les découvertes de gisements fossilifères se sont multipliées:

- Dans le couloir d'Argana Duffaut (1960) Dutuit (1962-1976).

- Dans l'Atlas de Marrakech:

. L. Clarion et F. Leca (1939) à Aït Zifa

. H.L. Consmine et W. Manspeizer (1976)

. P.E. Biron et J.M. Dutuit (1981), P.E. Biron (1982), P.E. Biron et D. Courtinat (1983), P.E. Biron, J.C. Gall et J. Perriaux (1983), F. Doubinger et J. Beauchamp (1985) dans la région de l'Ourika-Asni.

. A l'Ouest de Demnat: A. Lemarrec et J. Taouqurdeau Lentz.

- Enfin, ce travail décrit de nouveaux gisements situés au Sud de Demnat, dans le Haut Atlas Central.

2.2. Les végétaux

2.2.1. Les racines

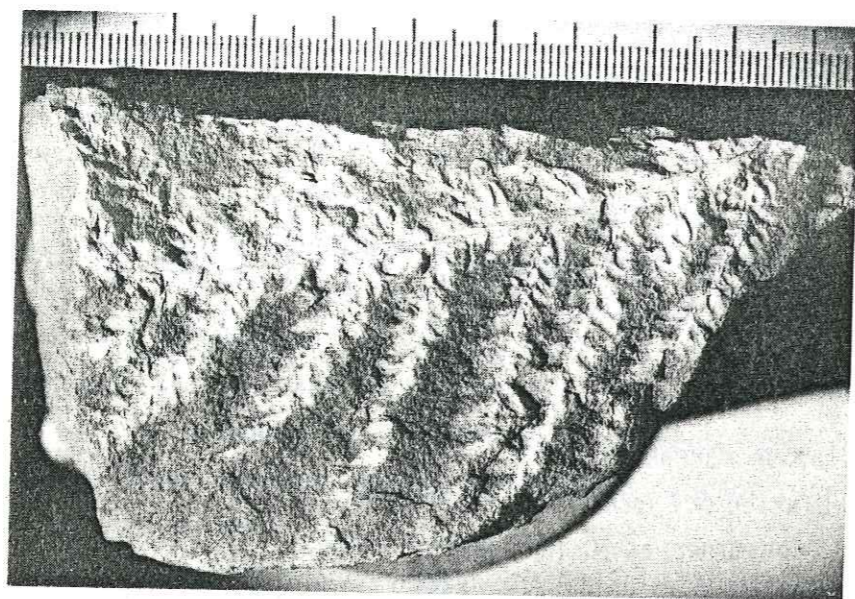
Elles se présentent sous forme de traces quasi-permanentes dans deux niveaux repères de la série permotriasique:

La formation F3 et le sommet du membre F5a.

2.2.1.1. Les traces de racines de la formation F3 sont situées dans la partie sommitale de cette formation du flanc Sud.

Ces traces de racines se développent toujours dans les niveaux fins (argilo-silteux) des sommets de rythmes (fig.4.2a) et s'enfoncent dans les niveaux grossiers sous-jacents (coupe F5a: coupe H).

Ces traces sont soulignées par de fortes accumulations de carbonates (cf. Chapitre 8) et un changement de couleur qui



b



a

Fig.2.1. a : Tronc d'arbre fossilisé en sur face de banc (coupe A (coupe A, d'Aït Tamllil)

b : Feuilles de Voltzia sp. ou Plagiophyllum sp.

va du rouge, couleur de la roche encaissante, au vert noirâtre, dans la partie axiale, en passant par une teinte violacée.

Au voisinage de ces traces, l'examen à l'oeil nu montre parfois des déformations dans les litages. Au microscope optique les échantillons (Ta17), (Ta19) et (Ta30) révèlent des structures en flamèches et des structures "orthomassepiques". Les structures en flamèches sont constituées par un matériau brun rougeâtre présentant un léger pléochroïsme et une extinction droite. Duchauffour (1972) et Meyer (1973) dans le Trias vosgien et Palain (1976) dans le Trias portugais décrivent des structures semblables qu'ils expliquent comme l'association intime d'argiles orientés et d'oxydes de fer d'origine pédologique.

Les structures orthomassepiques souvent décrites par les pédologues résultent de la disposition en orthogonale des minéraux phylliteux de la matrice et elles sont caractéristiques des niveaux pédologiques (G. Truc, Comm. orale).

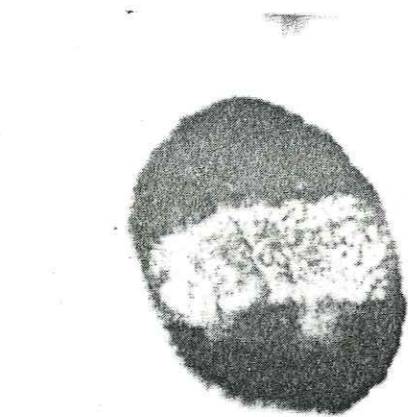
2.2.1.2. Les traces de racines du sommet du membre F5a ont été observées aussi bien sur le flanc nord (coupe d'Aït Tamllil, coupe sud d'Aït Hekim: fig:3.1) que sur le flanc sud (coupe F, de Taliouine). Ces racines peuvent être interprétées comme une mangrove (Fig.1.14) caractérisée par un réseau horizontal de racines d'où partent des ramifications dressées vers le haut et qui peuvent être considérées comme des pneumatophores déjà décrits dans le Trias australien (Retallale, 1975) ou germanique (Birnkaman 1960, Gall, 1972).

2.2.2. Les traces d'arbres: sont localisées dans le membre F5a. Ensevelis sur place ou transportés, ils se présentent sous forme d'empreintes ou "moules" (fig.2.10) La disparition quasi-totale de la matière organique est à mettre en relation avec les conditions du milieu de dépôt (à pH faiblement réducteur?).

Ces végétaux sont orientés tantôt perpendiculairement tantôt parallèlement à la direction des paléocourants.

2.2.3. Les empreintes de feuilles:

Plusieurs empreintes de fragments indéterminables de feuilles



Klausipollenites goeldii

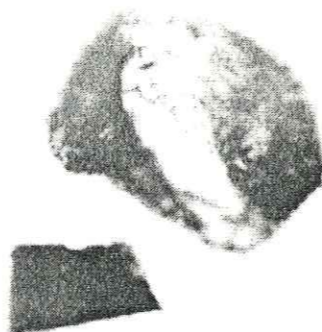
b



Patinasporites densus (LESCHIK 1956)

a

Protodiploxyphnus americanus



d

Camosporites secatus



c

Fig. 2.3

ont été observées vers le sommet du membre F5a. Cependant l'échantillon recueilli dans la coupe sud d'Aït Hakim (fig.2.1.b) a été reconnu par Mme Stamm Grauvogel comme pouvant appartenir soit à Voltzia sp (Permien -Lias) soit à Plagiophyllum sp (Trias supérieur - jurassique) (fig.: 2.1.b).

2.2.4. Spores et Pollens:

La formation F5 ou "Gukaimeden sandstone" telle quelle a été définie par Mattis (1975) a déjà fait l'objet de recherches palynologiques (Cousminers et al. 1976; A. Lemarrec et al. 1982, Biron et al. 1983 et J. Doubinger et al. 1985) dans des secteurs situés à l'ouest de notre région d'étude. Ces auteurs datent ces pollens du Carnien.

. Carnien moyen pour toute la formation F5 (Cousminers et al. 1976; Biron et Courtinat, 1982) dans la région de l'Ourika (fig. 3.1).

. Carnien supérieur pour les grès d'Abadou du sommet de la formation F5 (A. Lemarrec et Taugoudear - Lentz, 1982) au nord d'Aït Hakim (fig.).

Les échantillons que nous avons recueillis proviennent du sommet du membre F5a (niveau à bois, El Youssi et al, 1985) de la coupe A d'Aït Tamllil (x:353,9;y: 95,9). Ce membre appartient à la moitié inférieure de la formation; il est donc situé dans un niveau plus bas que celui qu'a daté COUSMINERS ainsi que celui date par Lemarrec. C'est Melle F. Doubinger de Strasbourg qui a fait les déterminations. Deux échantillons sur quatre seulement ont fourni les compositions suivantes: (*)

- L'échantillon ATF5_a(b3) a une association assez diversifiée. Un certain nombre de formes restées opaques en raison de l'état de diagenèse assez avancée de la matière organique n'ont malheureusement pas pu être identifiées; d'autres, mieux conservées et identifiables, n'ont pas toutes pu être photographiées.

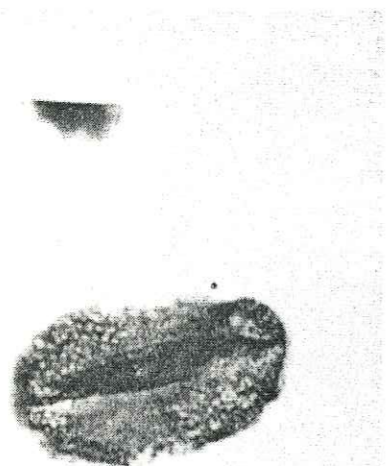
Spores

- Calamospora tener (Leschik) MADLER 1964
Tulesporites briscoensis DUNAY et FISHER 1979
Aratrisporites sp.

Pollens

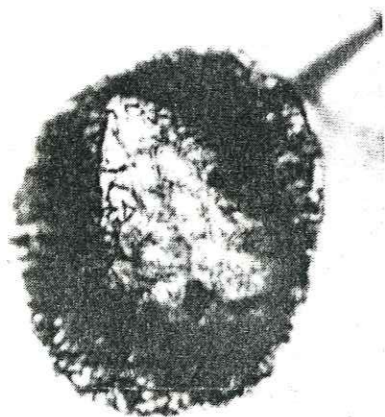
- Patinasporites densus LESCHIK 1956 (Fig. 2.3.a).
Ovalipollis cultus SCHEURING 1970 (Fig. 2.4.b)

(*) Je remercie bien vivement Melle DOUBINGER de ces déterminations et des commentaires qu'elle en a tirés et que je reproduis ci-dessous.



Ovalipollis cultus

b



Alisporites sp.

a



Brodispora striata (CLARKE 1965)

c

- O. pseudoalatus* (THIERGART) SCHUURMANN 1976
Pityosporites neomundanus LESCHIK 1956
Klausipollenites gouldii DUNAY et FISHER 1979 (Fig. 2.3b)
Sulcacites krauselii MADLER 1964
Protodiploxypinus americanus DUNAY et FISHER 1979 (Fig. 2.3d)
Triadispora sp.
Alisporites-sp. (Fig. 2.4a)
Camerospora secatus LESCHIK 1956 (Fig. 2.3c)
Vallasporites ignacii (LESCHIK) SCHEURING 1970
Paracirculina scurrilis SCHEURING 1970 (Fig. 2.5b)
Circulina sp. (tétrades) (Fig. 2.5a)
Brodipora striata CLARKE 1965 (Fig. 2.4c)
Cycadopites follicularis WILSON et WEBSTER 1946

Dans cet assemblage, la présence relativement importante de *Camerosporites secatus*, *Paracirculina scurrilis*, *Circulina* sp. indique un âge carnien, en particulier dans le Trias alpin (Dunay et Fisher, 1978).

La présence de *Patinasporites densus*, *Brodipora striata*, *Vallasporites ignacii*, permet de préciser qu'il s'agit d'un niveau élevé du Carnien. L'association présente de nettes affinités avec celle décrite par Visscher et Krystyn (1978) dans le Tuvalien (Carnien supérieur) de Sicile, daté par faune de Céphalopodes (*Tropites subbulatus*).

On est frappé, d'autre part, par la présence de nombreuses espèces décrites par Dunay et Fisher (1979) au Texas et par Fisher et Dunay (1985), dans des assemblages de l'Arizona également rapportés au Carnien supérieur. Ces ressemblances soulignent la proximité du Maroc et des bassins nord-américain au Trias.

Il faut encore mentionner la présence d'une association assez semblable, dans le Trias de Tripolitaine, Libye (Adloff et al., 1985-1986).

Echantillon ATF5a (b2)

La composition palynologique de cet échantillon est un peu moins bien conservée et de ce fait moins variée. On a pu identifier les espèces suivantes:

Spores :

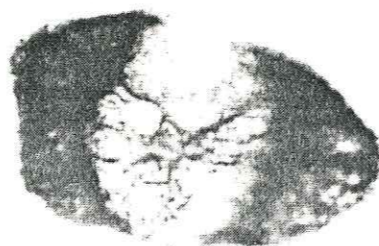
- Calamospora tener* (Leschik) Madler 1964
Carnisporites spiniger (LESCHIK) MORBEY 1975



Circulina sp. (tétrades)



Paracirculina scurrilis



Klausipollenites gouldii



Protodiploxypinus americanus

Fig. 2.5
(X 1000)Pollens

Klausipollenites gouldii DUNAY et FISHER 1979 (Fig. 2.5c)

Vitreisporites pallidus (REISSINGER) NILSSON 1958

Protodiploxypinus americanus DUNAY et FISHER 1979 (Fig. 2.5d)

Carerosporites secatus LESCHIK 1956

Equisetosporites chinleanus (DAUGHERTY) SCOTT 1960

Cette microflore est voisine de la précédente et également d'âge Carnien.

Les échantillons ATF5a(b) et ATB n'ont pas livré de microfossiles identifiables.

2.3. Les animaux

C'est également dans le membre F5a que des restes d'organismes et des traces d'une activité animale sont les plus abondants.

2.3.1 Traces d'invertébrés

- Les terriers en galeries (fig. 2.8a) ont été observés dans la formation F4, dans les niveaux fins du membre F5a et dans certains niveaux fins des grès rose-claire du membre F5c. Ces terriers sont constitués d'un réseau complexe de galeries qui sont préférentiellement développées selon le plan de stratification. Ils ressemblent à ce qui été décrit par Enay (1985, p.116) dans la lagune de Cerin et qu'il nomme "Thalassoïdes". Dans la littérature, ces derniers sont attribués à des crustacés fouisseurs de type "Alianassa" (Enay, 1985).

- Les terriers en "U": Ils ont déjà été mentionnés par Biron (1982) dans la formation F2 de l'Ourika où ils ont été attribués à des crustacés appelés "Crophioïdes". Dans notre secteur d'étude ils sont très abondants dans les formations F4 et F5, plus rares dans la formation F2. Ces terriers dominant dans les eaux peu profondes et sont dûs à des annelides, des crustacés ou des larves d'insectes responsables de deux types de structures (J.C. Gall, 1976):

. Premier type, correspondant à un faible taux de sédimentation: la croissance de l'organisme nécessite un agrandissement du terrier (fig. 2.6).

. Deuxième type correspondant à un taux élevé de sédimentation: l'animal réagit contre l'asphyxie par un déplacement rapide (fig 2.7).



a



b

a : déformation du litage par terriers verticaux

b : biseautage de bancs au voisinage d'un paléoseuil (coupe A4, Tassilli)

Fig.2.8

- Les terriers verticaux ou obliques (fig.2.8a) sont observés à la base du membre F5a et dans le membre F5c.

- Les terriers horizontaux: s'observent à la surface des bancs de la formation F5. Ils ont une extension réduite (quelques centimètres) (fig.2.9.b). Ils peuvent correspondre à des moulages de terriers attribués à des annelides polychètes (N. Hantzschel, 1975).

- Des traces en étoile de dimensions décimétriques ils peuvent correspondre (J.C. Gall, Comm. orale et Biron, 1982) à des empreintes de ver autour de son terrier. Ces empreintes ont été observées sur des blocs éboulés du membre F5a (coupe C. d'Aït Mallal).

2.3.2. Lamellibranches

J'ai découvert plusieurs gisements de lamellibranches dans le Haut Atlas Central, tous localisés dans le membre F5a.

2.3.2.1. Les gisements du flanc nord

- Les gisements d'Aït Hakim (x:328,2;y:95,9) et (x:327,8 y:99,1): ces gisements peuvent correspondre soit à:

- des biocénoses constituées de moulages en position de vie et en semelles de bancs.

- des thanatocénoses où les valves sont totalement recristallisées séparées, ou unies au niveau du crochet; peu remaniées, elles n'ont subi qu'un faible transport.

- Les gisements d'Aït Tamilil:

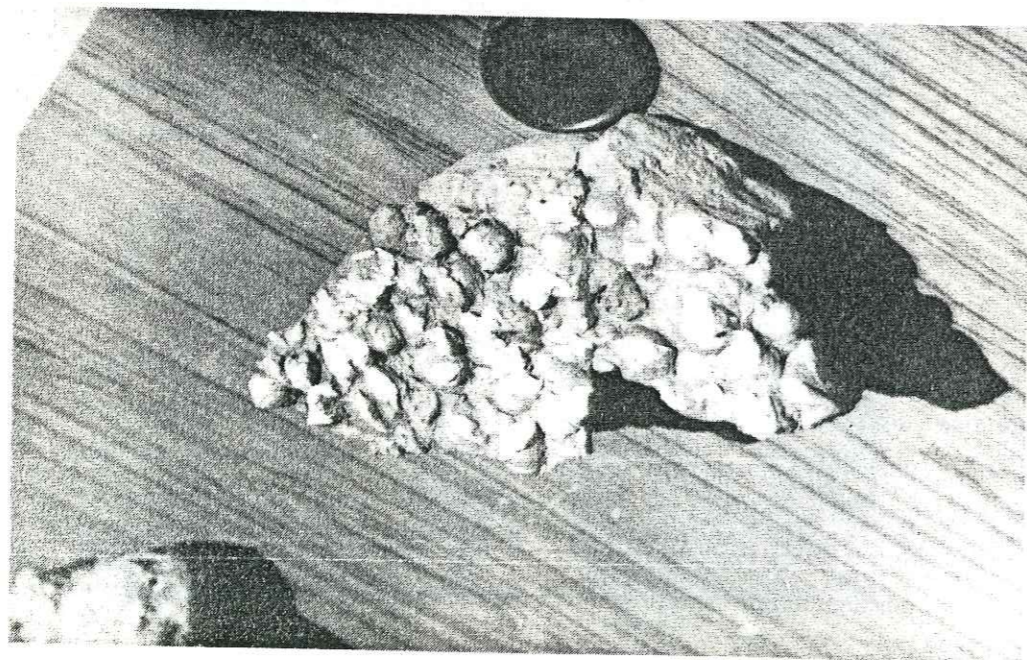
Les plus beaux sont ceux de la coupe A (fig.2.9a). Deux gisements ont été découverts:

. L'un se trouve sur la piste (x:354,3 ;y:96,6):il comprend une biocénose de moulages bien conservés où ont pu être déterminées par J.C. Gall des formes pouvant appartenir aux genres Pleuromya ou Goniomya, semblables à celles décrites dans la coupe de l'Adrar-n-Ougueini mais attribuées par erreur, à la formation F4 (Biron et al. 1983). Il comprend également une thanatocénose de valves totalement recristallisées et indéterminables.

L'autre est situé dans des bancs grés-silteux de la rive ouest de la Tassaouf (x:353,9;y:96,2).Il correspond uniquement à une thanatocénose de valves faiblement remaniées et fortement recristallisées.



b



a

Fig. 2.9

a: Moulages de lamellibranches en position de vie (coupe A, Ait Tamlil)
 b: Ferriers en surface de banc (coupe A4, Tassilli)

. Dans le Jbel Infoulka (coupe A1) un autre gisement de moulages en biocénose a été localisé (x:354,5 y:96,2) en semelle des premiers bancs gréseux du membre F5a.

. Dans la coupe B (fig.1.2) plusieurs niveaux de grès contenant des moulages de lamellibranches ont été observés dans le membre F5a.

. Dans la région de Tassilli (fig.1.7) des moulages et des fragments de coquilles, identiques aux précédents ont été localisés dans le membre F5a des coupes Tamsoult-Tazout (x:383,3; y:98,2), Assif-n-Tassili (x: 365,8; y:99,8) et celle de l'Assif-n-Soufsmoud (x:369,6 ; y:100,3).

. Les gisements d'Aït Mallal (fig.1.9)

Dans la coupe C (fig.1.9C) nous avons localisé une biocénose de quelques pauvres moulages (x: 395,5; y:102,6).

. Dans la coupe D (fig.1.9D) ce sont des moulages en position de vie et une thanatocénose de coquilles qui ont été observés ensemble dans des bancs de la rive ouest de l'aqqua-n-Taziyt (x:390,1 ; y:105,8) et aussi dans des blocs éboulés.

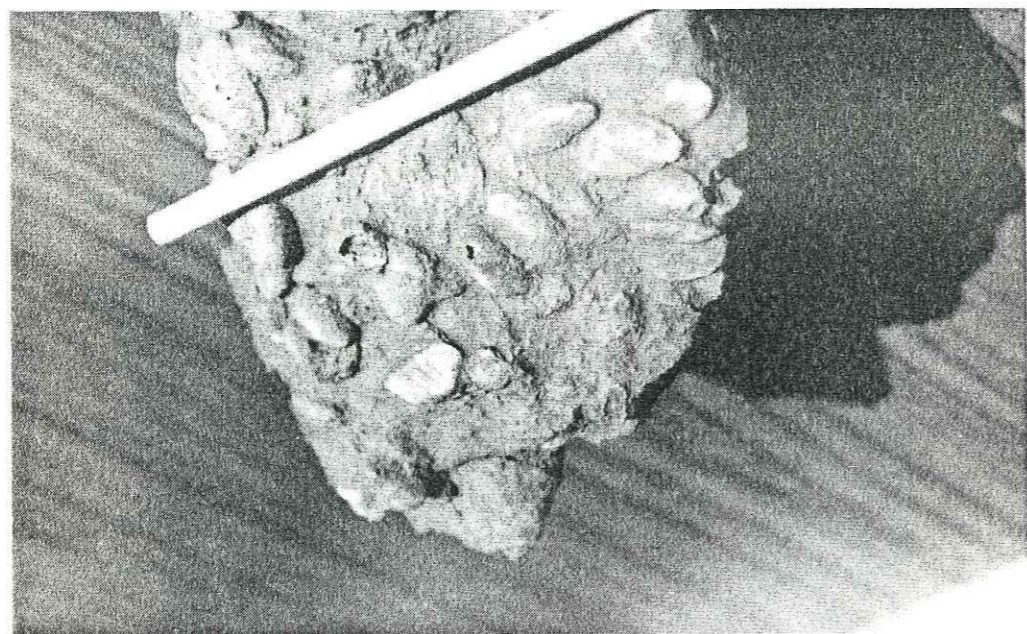
. Le gisement d'Alamsa: a été signalé par J. Jenny (1982); nous l'avons retrouvé et étudié dans des niveaux de la base du membre F5a, situés au dessus du village d'Ougougane (x: 354,6; y: 112,3).

2.3.2.2. Les gisements du flanc sud:

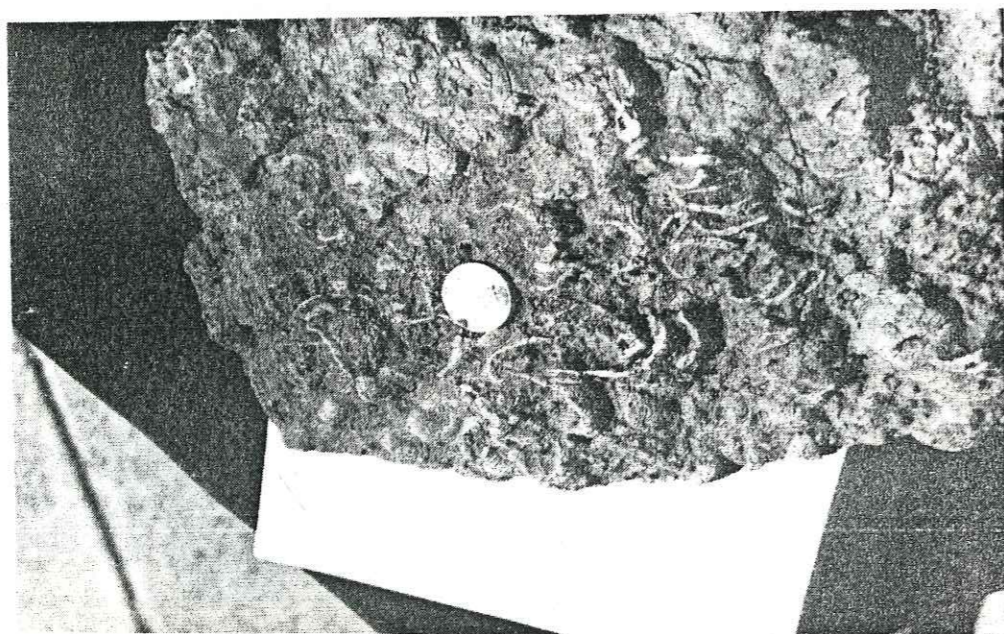
Les plus beaux et les plus importants sont ceux de la coupe F de Taliouine (fig.1.13F) où des biocénoses et des thanatocénoses ont été découvertes dans tous les affleurements du secteur (Fig. 2.10a,b). Ils se localisent tous dans la partie basale du membre F5a qu'il caractérisent. J.C. Gall, de l'Université de Strasbourg, a bien voulu en déterminer des échantillons qu'il rapporte à l'ordre des Holadomyoïdes et notamment aux genres *Pleuromya* et *Homomya*, qui ont une tendance de milieu marin. Toutes les autres coupes du flanc sud (chap.1) ont livré des fragments de valves ou des coquilles fermées ou ouvertes soit en place soit dans des blocs éboulés.

2.3.2.3. Reconstitution paléogéographique

L'état de certains bivalves



b



a

Fig. 2.10 a: Coquilles de lamellibranches en thanatocénose
b: Coquilles de lamellibranches en hiocénose
(coupe F, Taliouine)

fossilisés avec leurs valves ouvertes, tout en restant attachées au niveau du crochet, d'une part et les fortes concentrations d'individus, intacts et en position de vie, d'autre part, peuvent être interprétés comme le résultat d'une mort brutale, des individus. Cette mort serait due:

- soit à une sursalure, voire un assèchement rapide, du milieu de vie, par retrait de la mer.
- soit à un apport très important d'eau douce continentale, comme c'est le cas en milieux deltaïques.

2.3.3. Les fragments d'entroques:

Des lames minces taillées dans les divers niveaux silteux et silto-gréseux de la coupe G au sud de Taliouine (fig.1.5) ont montré des fragments d'entroques sur lesquels M. Roux, de l'université de Lyon, a reconnu des indices de remaniement. Ces fragments pourraient donc provenir d'un sédiment plus ancien; comme les calcaires à entroques du Devonien sous-jacent. L'étude de ces lames montre une diminution de l'abondance des ces fragments d'entroques, du bas en haut de la série, en même temps que s'altère leur état de conservation.

2.3.4. Les vertébrés

2.3.4.1. Empreintes de pas:

Elles sont déjà connues et bien étudiées dans le couloir d'Argana (J.M. Dutuit 1976) et dans les régions de la vallée de l'Ourika (Biron et Dutuit 1981, Biron, 1982).

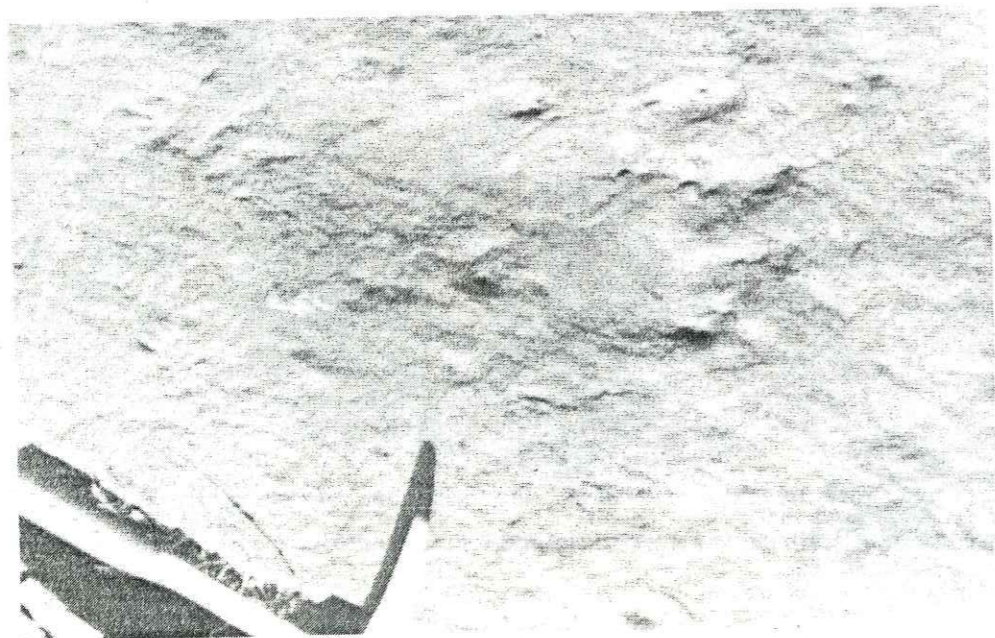
J'ai localisé tous les gisements du Haut Atlas Central, cités ci-dessous, dans le membre F5a. Cela m'a conduit à visiter le gisement de l'Adrar-n-Ougueri (Biron et al, 1983) et en accord avec ces auteurs à situer ce gisement dans le membre F5a et non dans la formation F4 qui, dans cette coupe, est réduite à une dizaine de mètres. Tous ces niveaux à traces de vertébrés se trouvent intercalés entre les niveaux à lamellibranches ou situés au dessus de ceux-ci.

. Localisation des gisements: toutes les traces découvertes sont restées en place.

- coupe sud d'Aït Hakim (x:328 y:95,8) et (fig.3.1)



b



a

Fig. 2.11. a, b : Traces de pas de vertébrés (Ait Hakim)

- coupe A d'Aït Tamllil (x: 354,2; y: 96,5)
- coupe C d'Aït Mallal (x: 385,6; y: 109,8)
- coupe D d'Aït Mallal (x: 390,2; y: 105,8)

Seules les empreintes du gisement d'Aït Hakim sont en surface de bancs (fig. 2.11 a, b); toutes les autres sont en semelles de bancs et sont des contre empreintes.

Des photographies de ces traces ont été communiquées à G. Demathieu de l'Université de Dijon, qui a pu, malgré leur mauvaise état de conservation, préciser leur appartenance à des reptiles théropodes:

- tridactyles dans la région d'Aït Mallal (Fig. 3.1) et tétradactyles dans les régions d'Aït Tamllil et d'Aït Hakim.

A Aït Hakim on observe un dimorphisme marqué par de petites traces de pattes antérieures et de traces postérieures plus grosses (fig. 2.11 a, b).

2.3.4.2. Ossements

Nous avons trouvé des fragments d'os à Aït Tamllil (x: 354 y: 96,2) dans une thanatocénose à lamellibranches et à son voisinage. Ils sont totalement recristallisés et indéterminables.

2.3.4.3. Dents de théropodes

La coupe F de Taliouine m'a livré deux dents dans une thanatocénose à lamellibranches (x: 348,1; y: 73,7). Du fait de leur mauvais état de conservation, une seule a pu être dégagée en partie seulement; elle a été attribuée à un théropode par Ph. Taquet, Directeur du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris. Cette dent ressemble d'ailleurs à la figure N°625, p. 715, tome III du traité de paléontologie de K. Zittel (1893) où est figuré la forme *Plaloeosaurus platyodon* Riley du Keuper.

2.3.4. Conclusion:

La totalité des gisements fossilifères (lamellibranches, pistes de vertébrés, niveaux à bois riches en pollen de la série permo-triasique du Haut Atlas Central est strictement localisée dans le membre F5a et datée du Carnien supérieur (Tuvalien).

En outre, ceci permet d'établir avec précision des

correlations entre les différentes coupes de notre région et de corriger celles établies dans et avec les régions voisines notamment à l'Ouest

CHAPITRE 3: TECTONIQUE

3.1 But:

Le but de l'analyse tectonique est double:

- . Caractériser les directions structurales affectant le Permo-Trias du Haut-Atlas Central.

- . Mettre en évidence le caractère tectonique de la sédimentation au cours de la période-triasique dans le Haut Atlas Central.

3.2 Bref rappel des travaux antérieurs:

Les premières observations à caractère tectonique sont dûes à L. GENTIL (1921) qui, au cours de ses grands voyages d'exploration à travers le Haut-Atlas Central, a remarqué que la couverture mésozoïque était plissée.

Par la suite F. PROUST (1962, 1973) révèle le caractère du style tectonique de blocs dans l'Atlas de Marrakech grâce aux jeux inversés des grandes failles de direction "atlasique" (N70) dans un matériel de nature à dominance cristalline.

Puis, dans une étude structurale de la boutonnière de Skoura, sur le flanc sud du Haut-Atlas Central (Fig:3.1), E. LAVILLE (1975, 1980) souligne le caractère allochtone de la couverture mésozoïque au niveau des silts de la formation F6 qui joue le rôle de couche "savon".

Cette interprétation est confirmée par J. JENNY et al. (1981) dans l'Atlas de Demnate (Fig:3.20) et étendue par E. LAVILLE (1981) pour tout le Haut Atlas Central.

J. JENNY (1980) montre l'existence de nappes de charriage d'âge viséo-namurien, dans le socle paléozoïque des régions d'Alamsa, d'Aït Tamlil et d'Aït Mallal. (Fig:3.1).

Enfin, dans son étude de l'évolution tectono-sédimentaire du Jurassique du Haut Atlas Central E. LAVILLE (1985) montre que la phase distensive s'accroît dans le Haut Atlas Central oriental au Jurassique et se prolonge même au Crétacé (Fig.3.2). Il précise

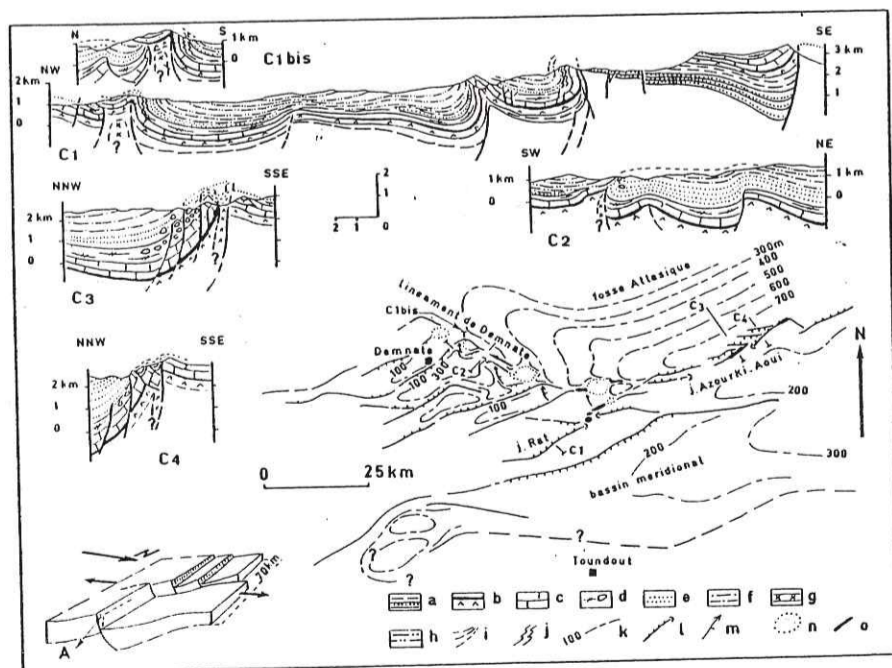
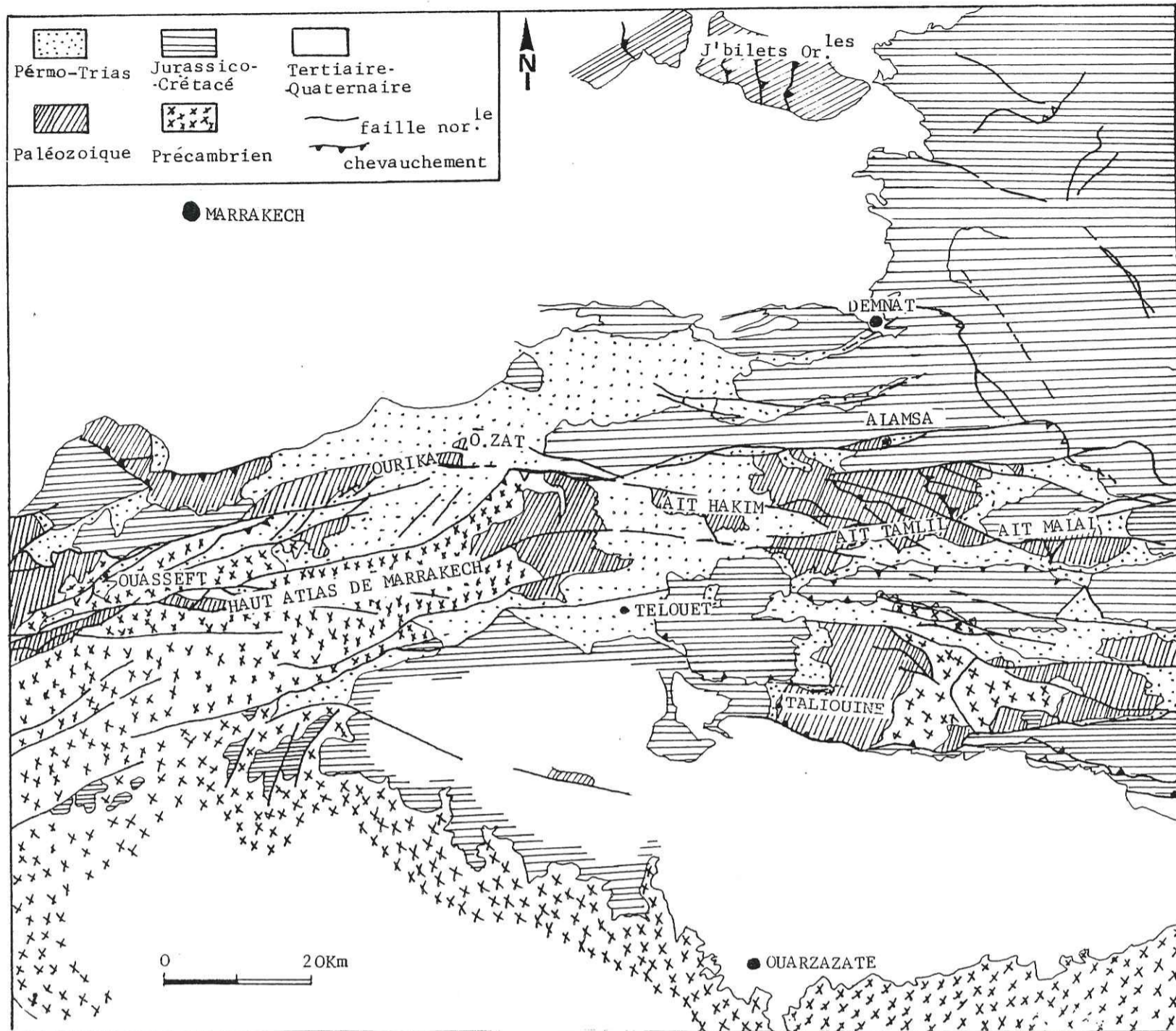


FIG. 3.2 - Coupes et carte structurale au toit du Lias moyen de la fosse atlasique (partie occidentale).
 a : Trias ; b : dolérites et argiles sup. triasiques ; c : Lias inf. ; d : Lias moyen avec olistolithes ; e : Lias sup. ; f : Jurassique moyen ; g : intrusion subvolcanique jurassique ; h : Jurassique continental et éocène ; i : trace des discordances progressives ; j : stumps ; k : lignes isobathes du Pliensbachien (d'après Burgess et Lee) ; l : faille normale synsédimentaire ; m : flexure ; n : dômes ; o : dykes basiques. (E. LAVILLE, 1981).

le style de dépôt jurassique dans un contexte de bassins en relais multiples de décrochements. Il montre également que le bassin jurassique du Haut Atlas Central est caractérisé par un ensemble de deux structures synsédimentaires:

- Les dépocentres, qui constituent des bassins à géométrie synclinale et dont la forme cartographique est en "S".
- Les rides, qui forment des structures anticlinales, se présentent sous trois directions (EW, NW-SE et NE-SW).

3.3 Localisation structurale du secteur étudié:

Dans le Haut-Atlas, les auteurs distinguent différentes unités structurales:

- Le socle: - Par analogie avec le Haut-Atlas de Marrakech où le Précambrien cristallin affleure largement, on qualifie de socle tout ce qui est anté-Permo-Trias et le reste de couverture ou tégument. Le socle affleure dans les boutonnières de la partie axiale et dans celle du flanc sud du Haut Atlas Central (Fig: 3.1.). Il comprend un matériel volcano-détritique et des dépôts sédimentaires paléozoïque (Fig: 1.3 et 1.4).

- La couverture mésozoïque: Elle est constituée de séries gréso-silteuses permo-triasiques et d'épaisses séries calcaires jurassiques, qui affleurent largement à l'Est de la boutonnière d'Aït Hakim (Fig: 3.1.). Les séries jurassiques sont généralement décollées et déplacées vers les zones subatlasiques septentrionales et méridionales qui constituent des niveaux d'amortissement frontal de ces nappes (E. LAVILLE, 1975, 1980 et 1985; J. FERRANDINI et al., 1982).

Plus particulièrement dans le Haut Atlas Central, E. LAVILLE et LESSAGE (in LAVILLE 1975; 1980); J. JENNY (1983) distinguèrent dans le socle deux blocs structuraux de styles différents (Fig: 3.3).

.Le bloc nord (boutonnière: d'Alamsa, d'Aït Tamllil et d'Aït Mallal) est formé par un socle paléozoïque plissé, comportant des nappes de charriage d'âge viséo-namurien. L'ensemble est recouvert par une série permo-triasique très épaisse, marquée par des variations latérales et composée des formations F1 à F6 (voir Chapitre 1).

.Le bloc sud (boutonnière de Skoura, LAVILLE, 1975) est subdivisé en deux compartiments:

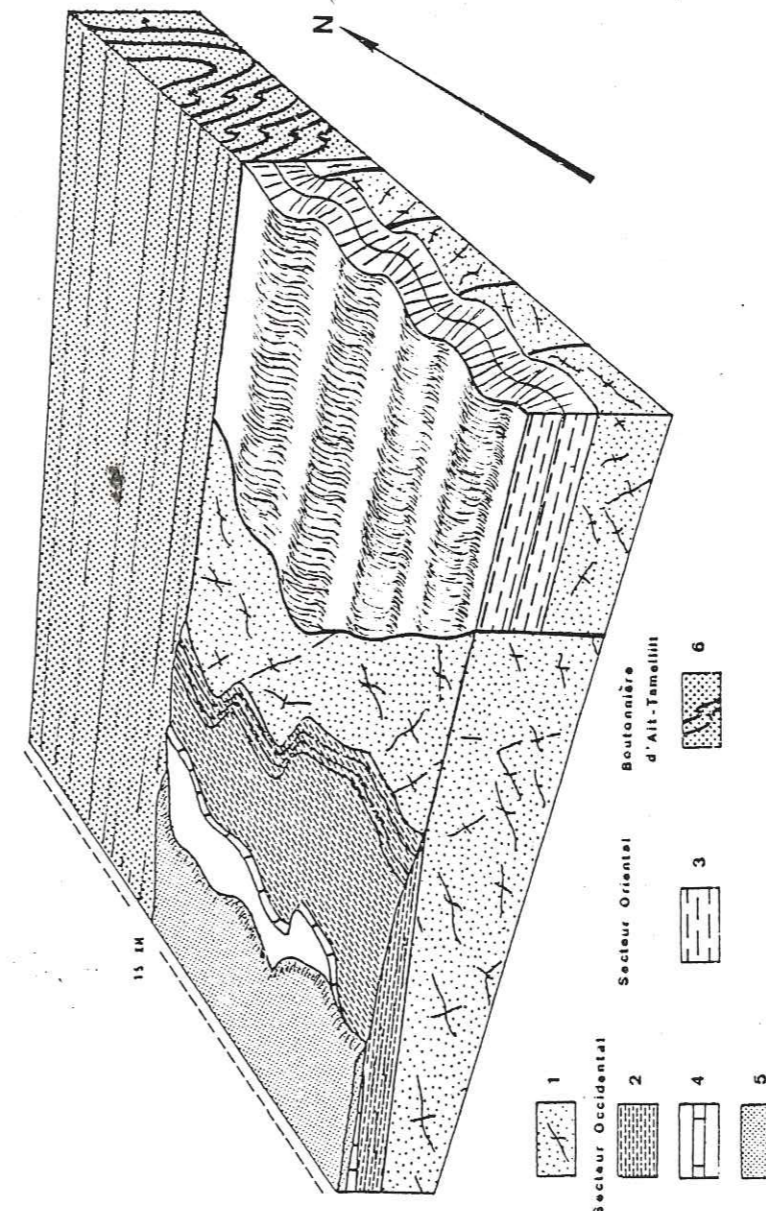


Fig. 3.3. Bloc diagramme du socle du Haut Atlas Central. (E. LAVILLE 1980).

- Un compartiment occidental, correspondant à la région d'Iguernane à socle Paléozoïque tabulaire surmonté d'une série permo-triasique peu épaisse (≈ 100 m) uniquement formée par les formations F3, F5 et F6 (Fig:1.15).

- Un compartiment oriental (E, NE de Toundout) dont le socle paléozoïque est très plissé (Fig:3.3) résultant d'une tectonique polyphasée d'âge post-viséen (LESSAGE, in LAVILLE, 1975-1980). Ce socle est surmonté par une couverture mésozoïque (calcaires jurassiques) en grande partie décollée (LAVILLE, 1975-1980).

3.4 Tectonique anté-permo-triasique:

Dans son étude de l'Atlas de Marrakech F. PROUST (1973) montre que la plus importante phase tectonique anté-permienne correspond à la phase hercynienne, qui se traduit d'une part dans la partie occidentale du massif ancien par des plis de direction générale NNE-SSW et des granitisations, d'autre part par l'apparition probable de certaines failles de direction "atlasique" (N70) ayant joué en décrochement sénestre à cette époque et dont le jeu s'est poursuivi par endroit jusqu'à une époque tardi-hercynienne (J.P. PETIT, 1976; F. PROUST et al., 1977; MATIAUER et al., 1977).

De même, dans leur étude de la boutonnière de Skoura E. LAVILLE et LESSAGE (in LAVILLE, 1975-1980) ont mis en évidence dans le compartiment oriental du bloc sud, l'existence de deux phases superposées de plissement dans le matériel hercynien (Fig: 3.4 et 3.5), toutes deux postérieures aux viséen supérieur:

- La première est subméridienne et sans schistosité, elle est responsable d'un système de microstructures complexes visibles seulement à l'échelle de l'affleurement.

- La deuxième à schistosité fruste est responsable des grandes structures Est-Ouest.

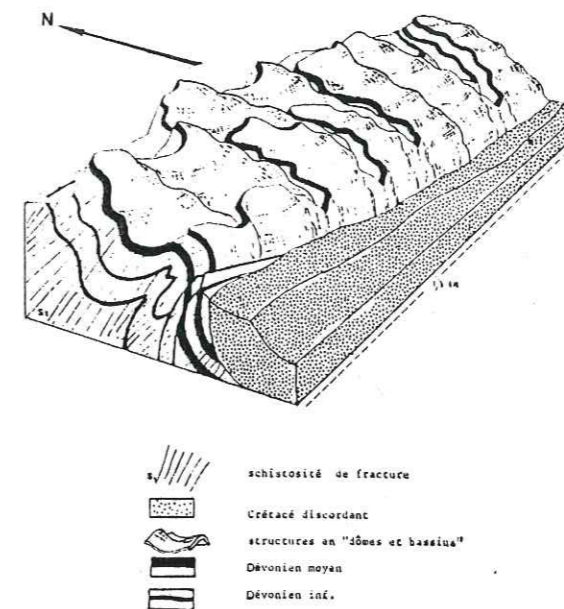


Fig.3.4 Bloc diagramme représentant l'interférence des 2 phases de plissement à l'affleurement dans le Dévonien inférieur et moyen du secteur oriental (Affela-n'Irhil $x = 6^{\circ}39'$, $y = 31^{\circ}17'$).

(E. LAVILLE, 1980)

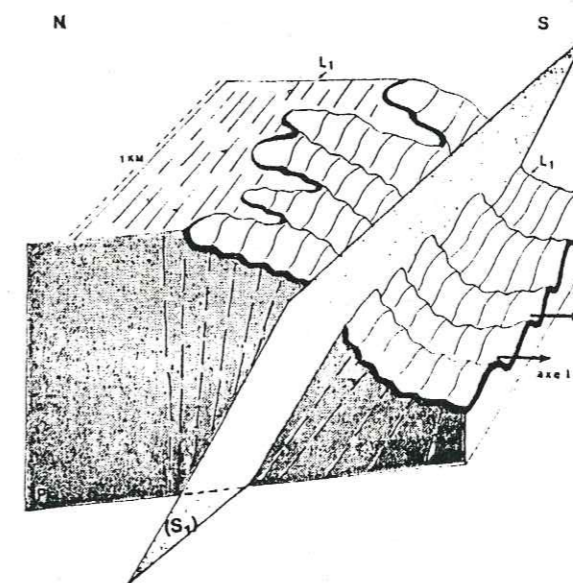


Fig.3.5. Superposition de la phase synschisteuse 2 responsable de la schistosité « S₁ » et de la linéation d'intersection « L₁ » sur la phase souple 1 anté-schisteuse matérialisée par les axes 1 (Affela-n'Irhil $x = 6^{\circ}39'$, $y = 31^{\circ}17'$).

(E. LAVILLE, 1980)

Toujours dans le Haut Atlas Central, J. JENNY (1980) montre, dans la boutonnière d'Aït Tamllil (S.L.), l'existence de nappes de charriage, dans le Paléozoïque, d'âge viséo-namurien et donne une approche sur leur provenance (entre Aït Bougamez et Midelt) située à l'Est.

3.4. La période distensive (Viséen-Crétacé):

3.4.1. Introduction

La boutonnière d'Aït Tamllil est traversée par une série de failles de direction générale Est-Ouest (Fig:3.6). La plus importante et la plus méridionale est la faille d'Ibouroudène qui constitue une zone de séparation entre la partie occidentale tabulaire du bloc sud et le bloc nord du socle (LAVILLE, 1975; JENNY et al., 1980; JENNY 1983); des observations faites par JENNY (1983) dans le faciès et l'épaisseur du Viséen, au niveau des deux compartiments de cette faille, montrent son jeu synsédimentaire durant cette période.

Par ailleurs, les travaux antérieurs ont montré (PROUST 1962 et 1973); TIXERON, 1973, MATTAUER et al. 1977; LAVILLE 1981; BIRON 1982) que le Permo-Trias correspond au niveau du Haut Atlas, à des dépôts dans des bassins subsidés qui résultent d'une distension nord nord ouest-sud sud est.

PROUST (1962-1973) a noté l'importance de la subsidance (plus de mille mètres) permo-triasique dans la zone axiale du Haut Atlas de Marrakech. Ceci est confirmé par BIRON 1982) dans son étude du Permo-Trias de la vallée de l'Ourika et étendu par LAVILLE (1981) dans la région de Telouet à l'Est de Marrakech. Des observations semblables ont été déjà formulées et cartographiées par TIXERON (1973), beaucoup plus à l'Ouest, dans le bassin d'Argana.

L'apparition d'un volcanisme alcalin, d'abord local et de type spilitique (J.L. TANE et al., 1982; BIRON 1982) P. DE PACHTERE 1983)

Fig.3.8.1 a et b : galets intra formationnels (F5a coupe A1, Ait Tamllil)



a



b

d'âge probablement Permien (VAN HOUTEN, 1977; BIRON, 1982) puis général et de type tholéitique (BERTRAND et al., 1975, TANE et al., 1982; DE PACHTERE 1983) vers la fin du Trias et le début du Lias (BERTRAND et al. 1977; COUMINER et al., 1976) lié à cette distension (DE PACHTERE 1983). Ces épanchements volcaniques sont considérés comme étant contemporains des premières manifestations de l'ouverture atlantique (BERTRAND et al., 1975; MANSPEIZER et al., 1976, 1978 et 1981; DE PACHTERE 1983).

En se fondant sur des arguments tectonosédimentaires, BIRON (1982) propose que la série permo-triasique de la vallée de l'Ourika se soit déposée dans un système de bassins constituant une "zone de relai" de REYNAUD (1979). La découverte par BIRON (1982) d'un ensemble d'objets tectono-sédimentaires, tels:

- les miroirs de failles à caractère hydroplastique
- Les objets striateurs sur des plans de failles
- Les faciès de remaniements intraformationnels (Fig.3.8.1)
- Les "slumps-structures",

semblables à ceux décrits par J.P. PETIT et al. (1980) dans différents affleurements permo-triasiques de la vallée de l'Oued Nifis, confirme l'importance de la tectonique synsédimentaire dans la série permo-triasique de cette région.

3.4.2- La tectonique distensive, du secteur étudié au Permo-Trias:

Elle est mise en évidence:

- par des objets témoins de cette tectonique ,
- par le contrôle tectonique de la sédimentation, par l'existence de paléoseuils entraînant des variations, latérales d'épaisseur d'Est en Ouest dans la série.

a. Les objets témoins d'une activité tectonique synsédimentaire:

- La fréquence des "slump-structures" dans le membre F5c résulte d'une instabilité entraînant des glissements sur de faibles pentes. Cette instabilité locale peut être mise en relation avec des mouvements locaux d'autant que là où la série permo-triasique est tabulaire (région de Taliouine) leur absence est totale.

- La présence de minigrabens (Fig:3.7.2a) et de minihorsts

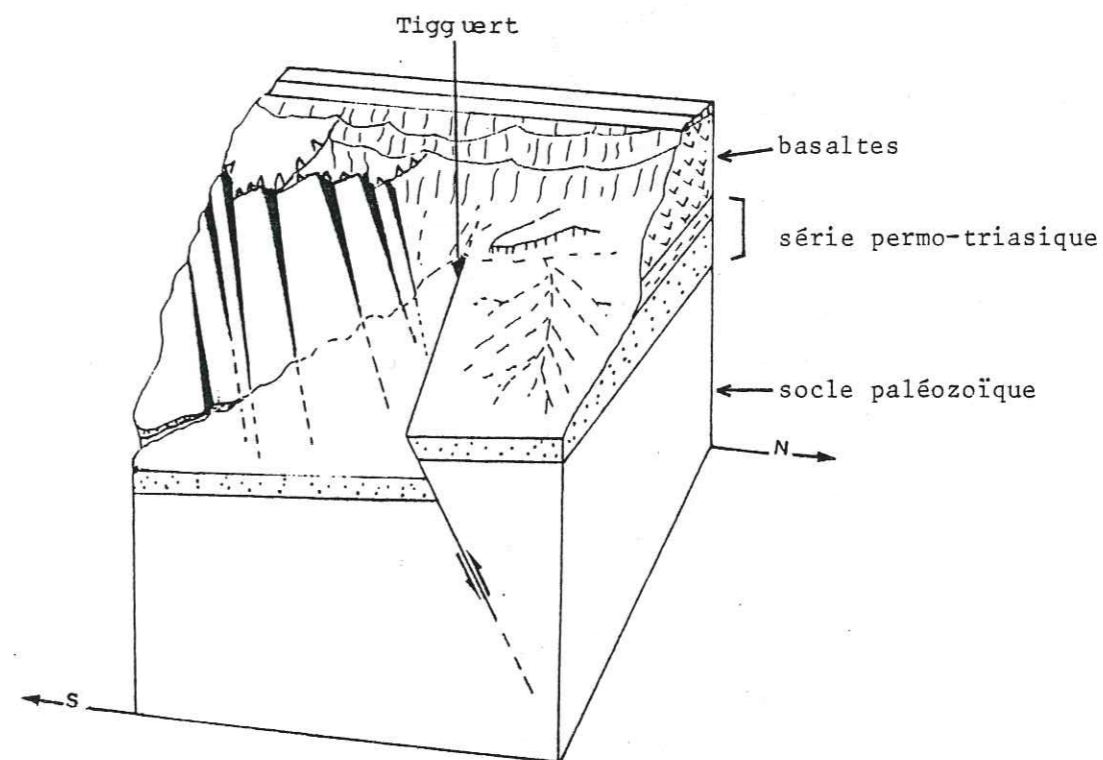
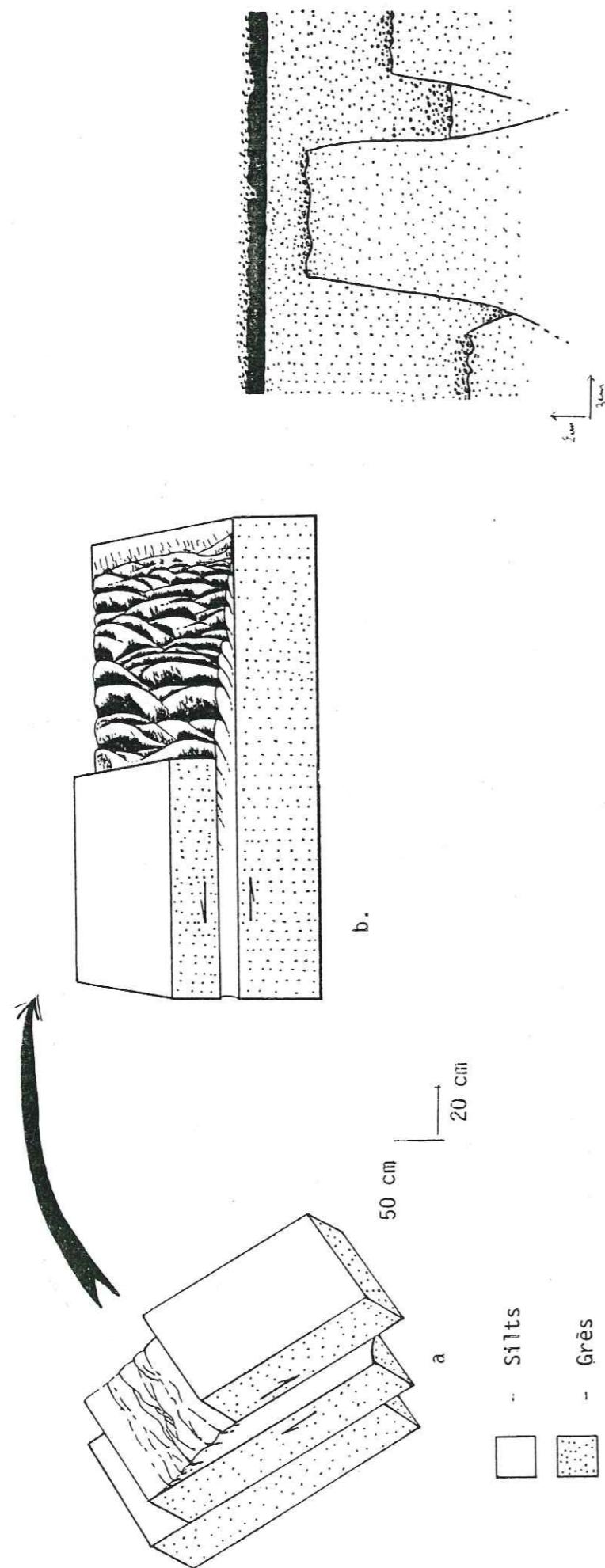


Fig. 3.8 Système de failles normales à rejet variable (N60-N90) reprises en écharpe par une faille inverse tardive (N115)



a. blocs basculés avec glissement bancs sur bancs (ripage)
 b. Miroir de faille hydroplastique

Fig: 3.7. Système de minigrabens et mini horst syndédimentaires

de taille centimétriques à métriques, symétriques ou non, localisés dans certains bancs gréseux proches des grandes failles ou encore situés à leur extrémité (x: 354,7; y: 77).

- La découverte dans le région de Tigguert (x: 352; y: 77) d'un réseau de failles normales (Fig:3.8) de direction N60 à N90, a fort pendage (75 à 85%) vers le Nord, constituant un système en escalier qu'on rencontre en allant de Tigguert à Taliouine (Fig:3.10). Ces failles normales présentent les caractères suivants:

- Des miroirs de faille à caractère hydroplastique montrant l'état peu induré du sédiment affecté (BIRON, 1982; PETIT et al., 1983).

- des failles à rejet variable; forts à l'Ouest (x: 347; y: 77,1) et s'amortissant progressivement à l'Est où ils sont nuls pour certaines failles (x: 354,8; y: 77) et cachetés par endroits, surtout pour celles des compartiments inférieurs (situés au nord), par les silts de la formation F6 (x: 353,4; y: 775).

- La présence de discordances progressives qui ont été détectées grâce à l'observation des variations du pendage mesuré au sein de certaines formations dans plusieurs coupes étudiées:

. Dans la coupe C (Aït Mallal) et dans la coupe de l'Assif-n'Oufskmoud (Fig:1.7) la formation F5 présente, de bas en haut une diminution du degré de pendage qui passe de 45° à 23°. Les variations de pendage sont liées probablement à de faibles basculements des blocs, entraînant des glissements bancs sur bancs (ripage, J. FERRANDINI et al., 1982).

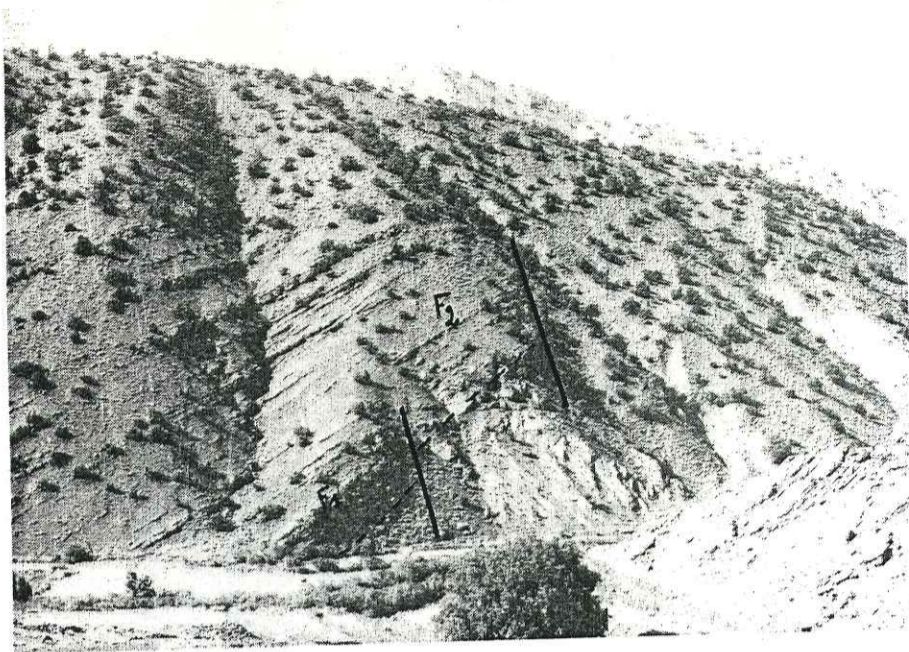
Ces glissements bancs sur bancs sont illustrés par la présence dans les niveaux fins, de miroirs de failles de types hydroplastiques subparallèles aux bancs (Fig:3.9).

. Dans la formation F6 de la coupe B (Aït Tamllil), de celle de la coupe du Tizi-n-Regoult et dans celle de la coupe C (d'Aït Mallal) le pendage, de 23° à la base, devient subhorizontal au sommet.

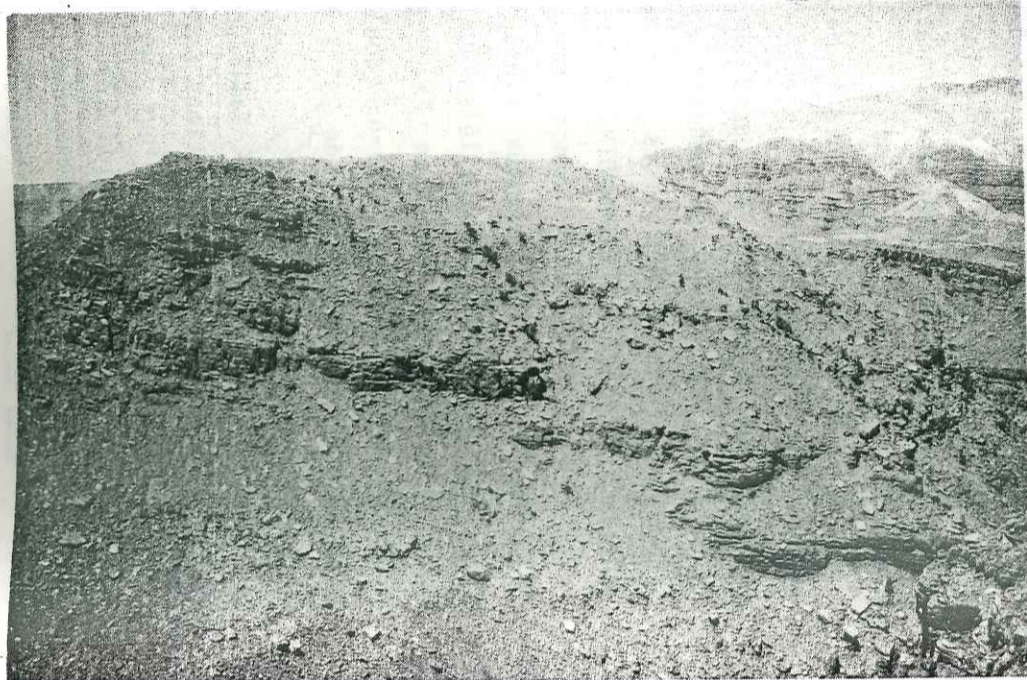
. Dans la coupe A (Aït Tamllil) on note un net épaissement, du Sud au Nord, dans les formations F4 et F5. (Fig.3.9 1b).

b. Contrôle tectonique de la sédimentation par les accidents majeurs de direction N70: Il est frappant de constater que la répartition des affleurements permo-triasiques du Haut Atlas Central est constamment liée aux grands accidents de direction atlasique (N70) (Fig: 3.6). De part et d'autre de ces accidents

Fig:3.9 Témoins d'une tectonique syndédimentaire



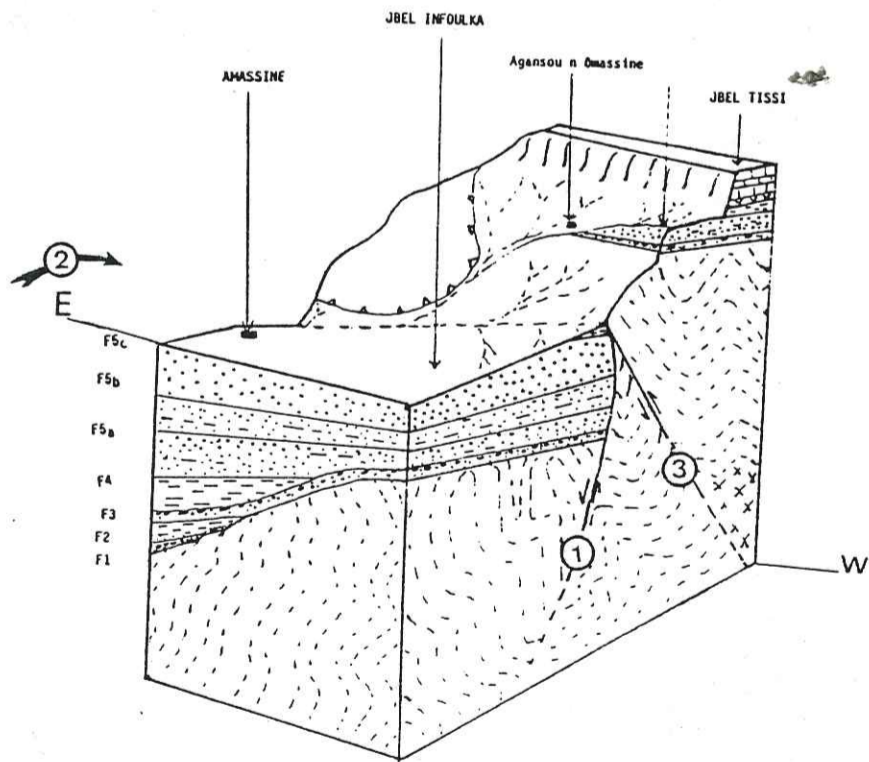
a








b

Fig.3.7.1a: Failles syn-F1-F2 (N115) coupe C Ait Mallal

b: Micrograbens entre failles (N60-N90 remobilisées par la compression atlasique)



légende :

-  Lias calcaire
-  basalte
-  conglomerat grès silts du Pérmo Trias
-  Paléozoïque: sédimentaire
-  Precambrien: cristalin.

- ① Jeu normal
 - ② Basculement
 - ③ Jeu inverse
- } Faille d'Ibouroudène

Fig.3.10: Bloc diagramme illustrant la forme du bassin d'Ait Tamellil et les rejeux de la faille d'Ibouroudène.

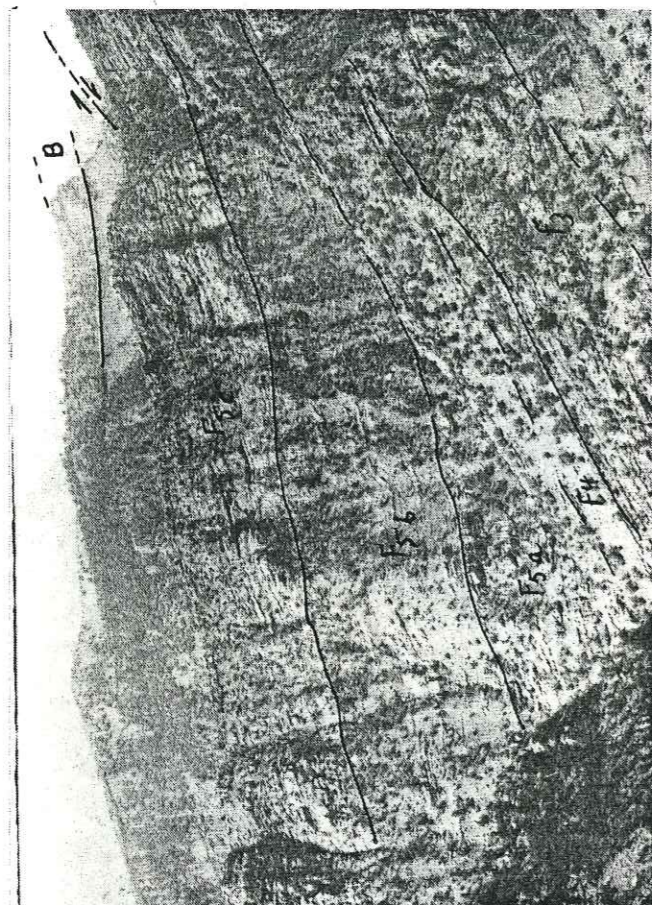
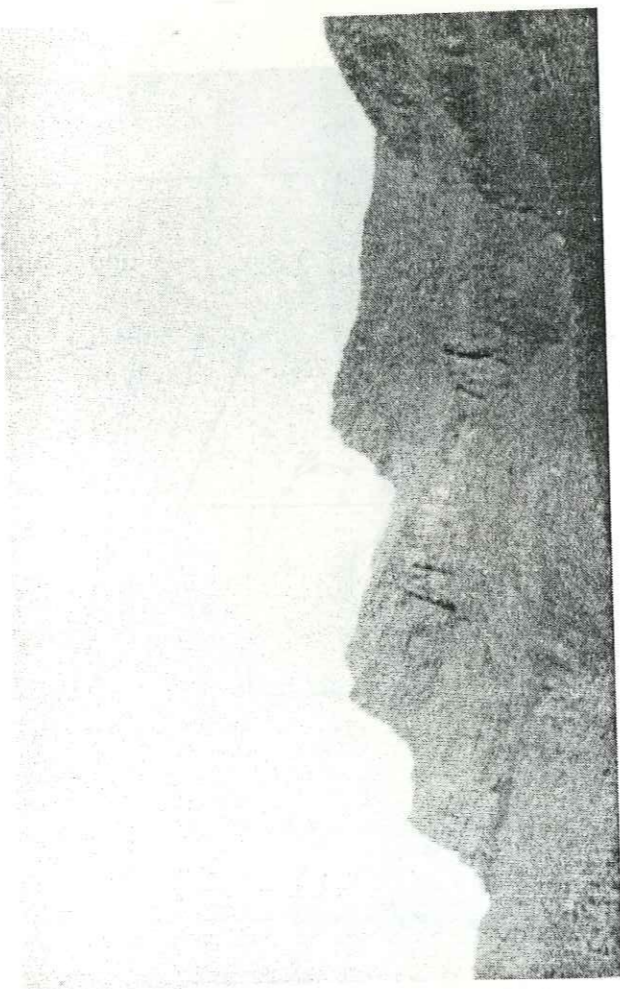


Fig.3.9.1b a: Nette réduction de F5b au niveau du paléoseuil (coupe A-A1). Faille d'Ibouroudène. Coupe B

b: Réduction N-S de la coupe A d'Ait Tamllil (discordance progressive)



b

nous assistons, dans la plupart des cas à de brusques et fortes variations d'épaisseurs dans la série permo-triasique: un très bel exemple est fourni par la faille d'Ibouroudène (Fig.3.10 et 3.9.10) où l'épaisseur de la série du compartiment (coupe A) effondré, et localement huit fois plus forte que celle du compartiment sud (coupe B) à série réduite, lacunaire et où manquent en particulier les formations F1, F2 et F4 (Fig.3.9.1a).

c. Des paléoseuils d'extension variable en Est-Ouest (hectométriques à kilométriques) sont allongés orthogonalement à la direction des grands accidents N70. Ils sont marqués par de fortes réductions de la série permo-triasique et par l'absence à leur niveau également, des formations F1 et F2 (x: 352,7 et 387,9; y: 95,8 et 103,9) et parfois la formation F4 (x: 352,7 y: 95,8). Dans certains cas on peut observer que ces paléoseuils sont délimités par de petites failles normales qui leur sont parallèles (N105 à N135) et qui n'affectent que la formation F1 et une partie de la formation F2 (x:353,8; y: 97 ou x: ; y:) (Fig.3.7.1a). On peut donc les dater du Permien par analogie avec l'Ourika (BIRON, 1982). Ces observations sont à mettre en parallèle avec les descriptions de TIXERON (1973) dans l'étude du Permo-Trias du bassin d'Argana au niveau du horst de TIRCOU (Fig:3.11), situé à l'Ouest du Haut Atlas de Marrakech. Ils sont aussi à mettre en parallèle avec les descriptions et interprétations de E. LAVILLE (1981) sur les structures tectoniques de direction N120. (Fig:3.12), (Fig:3.15). Ces paléoseuils sont donc associés aux accidents majeurs de direction atlasique (N70) ayant fonctionné dans un contexte distensif, durant le Permo-Trias, pour donner à la sédimentation du Haut Atlas Central le caractère de bassin losangique ou "Pull apart" (CROWELL, 1974 a, et b, 1976; AYDIN et NURR, 1982; MANN et al., 1983). Il faut noter l'absence des failles de directions N10 et N30 fréquentes dans les affleurements du Permo-Trias du Haut Atlas de Marrakech (BIRON, 1982, J. BEAUCHAMP, 1984 et H. ELARABI, Com. orale).

3.5.3. La tectonique distensive post-permo-triasique dans le Haut Atlas Central:

La continuité de la distension durant le Jurassique voire le crétacé a été montrée par:

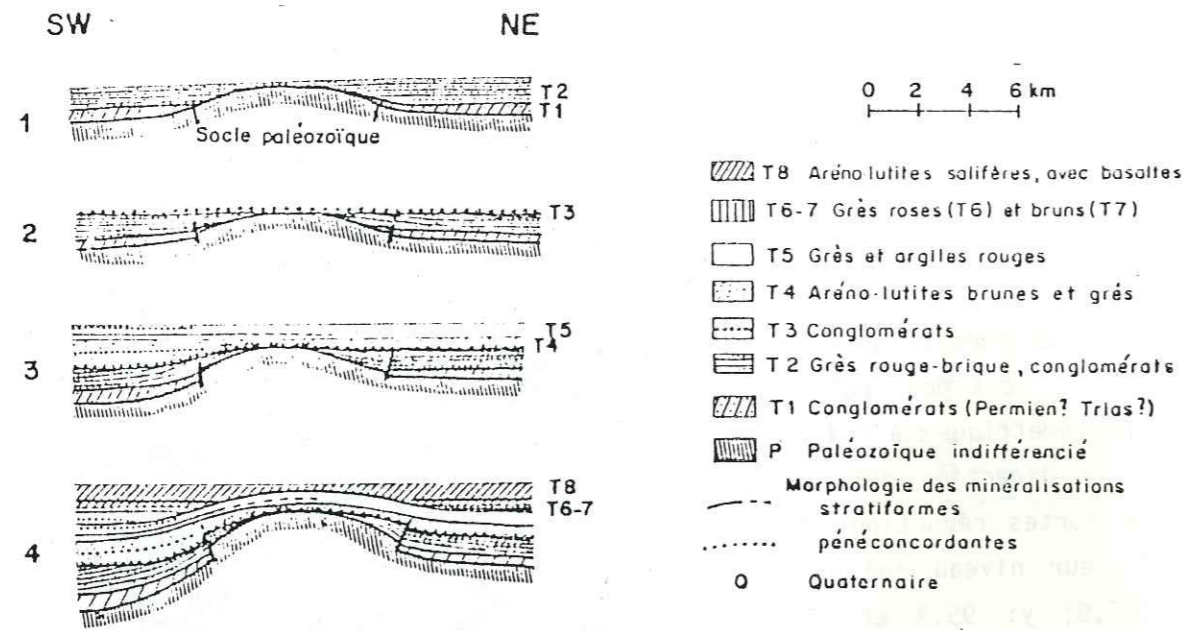


Fig. 3.11: Horst de Tircou: Paléoseuil permo-trias dans l'Arana. (TIXERON, 1973)

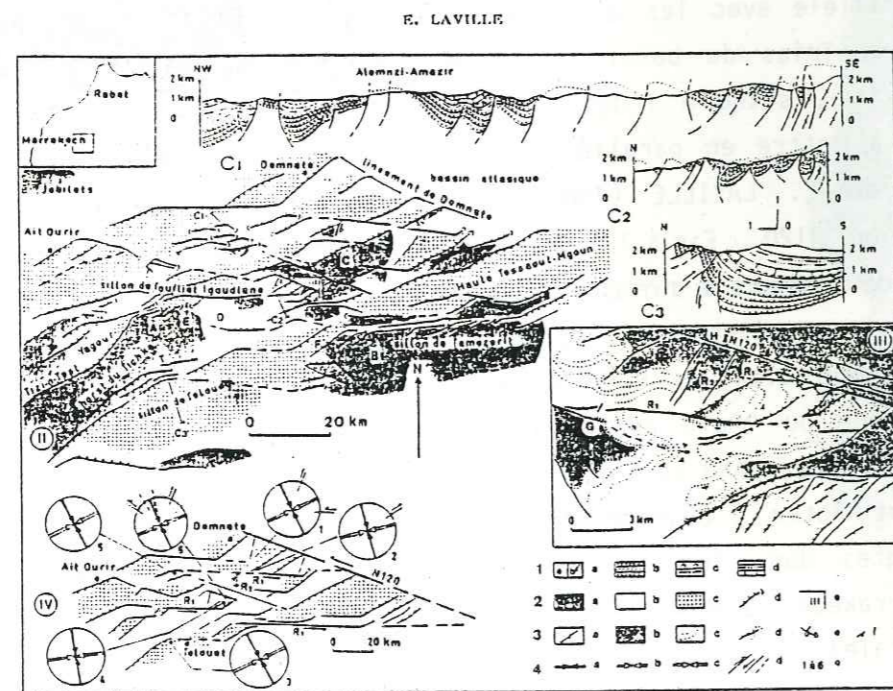


Fig. 3.12 — Coupes et cartes structurales au toit du Trias du Haut Atlas de Téliouet.
 1) Légende des coupes: a: substratum; (a) Paléozoïque de la boutonnière d'Aït Tamellil; (b) Précambrien de la boutonnière occidentale de Skoura; b: Permo-Trias gréseux et conglomératique; c: série pélo-argileuse et dolérites du Trias sup.; d: couverture sédimentaire post-triasique.
 2) Légende de la carte structurale II: a: substratum indifférencié; b: Permo-Trias grés-conglomératique; c: remplissage triasique argileux; d: failles normales fossilisées latéralement par le Trias; A, B, C, E, F (dans le texte); e: situation de la carte structurale III.
 3) Légende de la carte structurale III: a: Précambrien de la boutonnière occidentale de Skoura; b: Paléozoïque de la boutonnière d'Aït Tamellil; c: traces des discordances progressives dans le Trias; d: failles normales synsédimentaires; e: plis liés aux décrochements; f: pendages normaux.
 4) Légende du schéma structural IV: a: contrainte minimum; b: contrainte intermédiaire; c: contrainte maximale; d: trace des décrochements dextres, sénestres et des plis liés aux décrochements; e: situation des stations de mesures.

(E. LAVILLE, 1981)

- J. JENNY et al. (1984) qui dans leur études des "couches rouges du Jurassique moyen" montrent l'existence de variations d'épaisseur de ces couches (Fig.3.13) par:

- . L'existence de discordances progressive (Fig:3.14)
- . L'existence de basculements de blocs (Fig:3.15)

- E. LAVILLE (1981) montre le rôle de l'accident de DEMNAT (N120) dans les différences d'épaisseur au niveau des séries liasiques des deux compartiments. Il montre également (1985) le rôle des structures, anticlinales, de directions (N50-N60, N80-N90, N120) dans les variations progressives de l'épaisseur des séries jurassiques et crétacées au voisinage de ces structures (Fig:3.16).

3.6. La période compressive dans le Haut Atlas Central:

La surrection du Haut Atlas a débuté à la fin du Crétacé supérieur (LAVILLE, 1977). Elle est matérialisée par une compression subméridienne remobilisant des accidents anciens (N70) d'âge hercynien (PROUST 1962 et 1973; LAVILLE, 1975-1980; PETIT; 1976; JENNY, 1983) voire précambrien (JENNY, 1983) en failles inverses dont le rejet peut atteindre parfois 3500 mètres (PROUST, 1973). Un exemple du rejeu inverse est fourni par la faille d'Ibouroudène (Fig:3.13) dans la région d'Aït Tamellil où son rejet inverse est estimé à plus de 1000 mètres, ou celui de la faille d'Aït Tamellil (Fig:3.1) au niveau de la boutonnière d'Aït Hakim (Fig:3.4) où son rejet inverse est de l'ordre de 1500 mètres. Ces deux failles ainsi que d'autres (Fig:3.7) sont considérées par JENNY (1983) comme le prolongement vers l'Est de la zone de décrochement du Tizi-n-Test (PETIT et al., 1975; PETIT; 1976; PROUST, 1977). Par ailleurs PETIT (1976) et JENNY (1983) réfutent ainsi l'hypothèse de l'existence d'une unique faille sud-atlasique (Ph et L. RUSSO, 1934; CHOUBERT et MARÇAIS, 1953).

La période compressive du Haut Atlas dure depuis près de 70 millions d'années (LAVILLE, 1980); les conséquences en sont:

- la remobilisation des anciens accidents (N70) en failles inverses
- Un raccourcissement du socle, estimé à 20 Km dans le Haut Atlas Central.
- Un décollement de la couverture mésozoïque au niveau des silts de la formation F6.

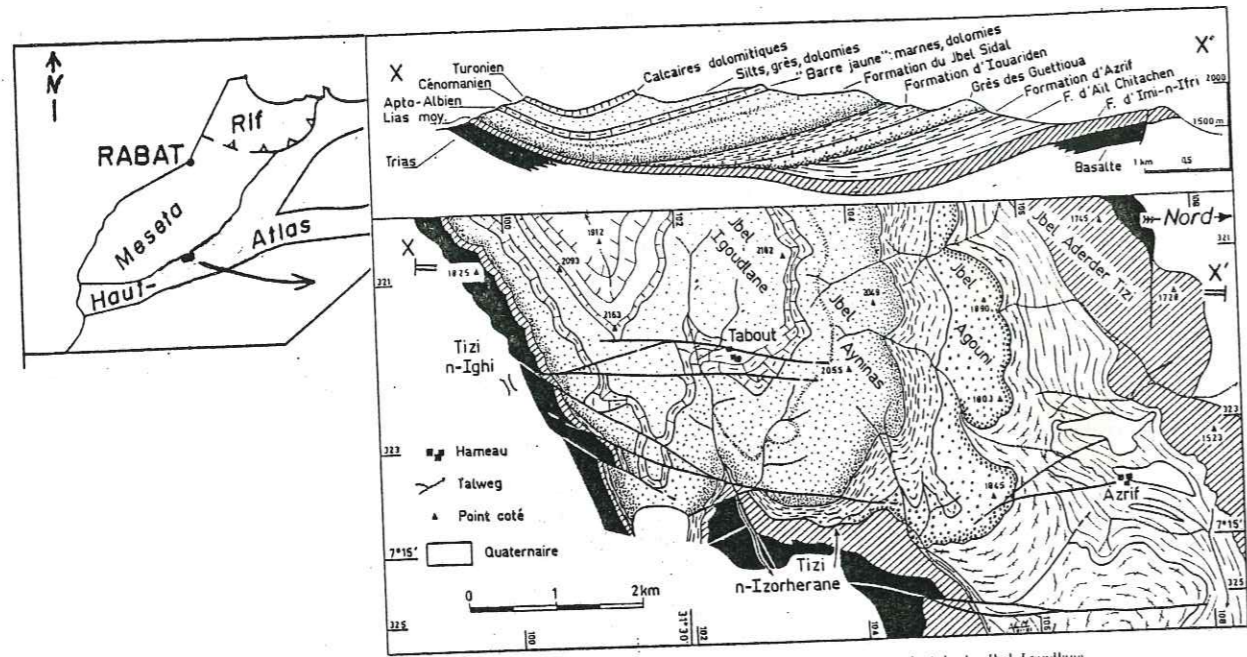


Fig:3.13 -- Carte géologique et coupe de la partie orientale du Jbel Igoudane.
(Situation sur fig. 1; toponymie des feuilles 1/50 000 Sidi Rahal et Hat Zerakien.)

Fig. 3.13. (J. JENNY et al., 1981)

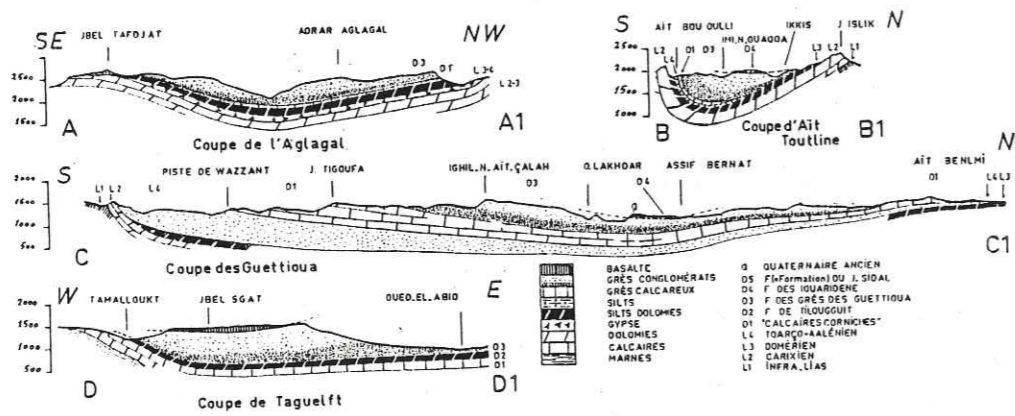


Fig: 3.14. Coupes à travers quelques cuvettes à séries rouges (JENNY et al. 1981)

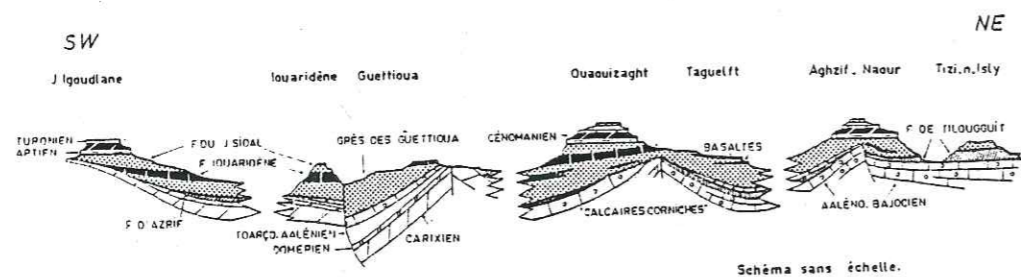


Fig: 3.15. Schéma récapitulatif illustrant la disposition des bassins de Couches rouges du Haut Atlas central (niveau de référence : barre aptienne). (J. JENNY et al., 1981)

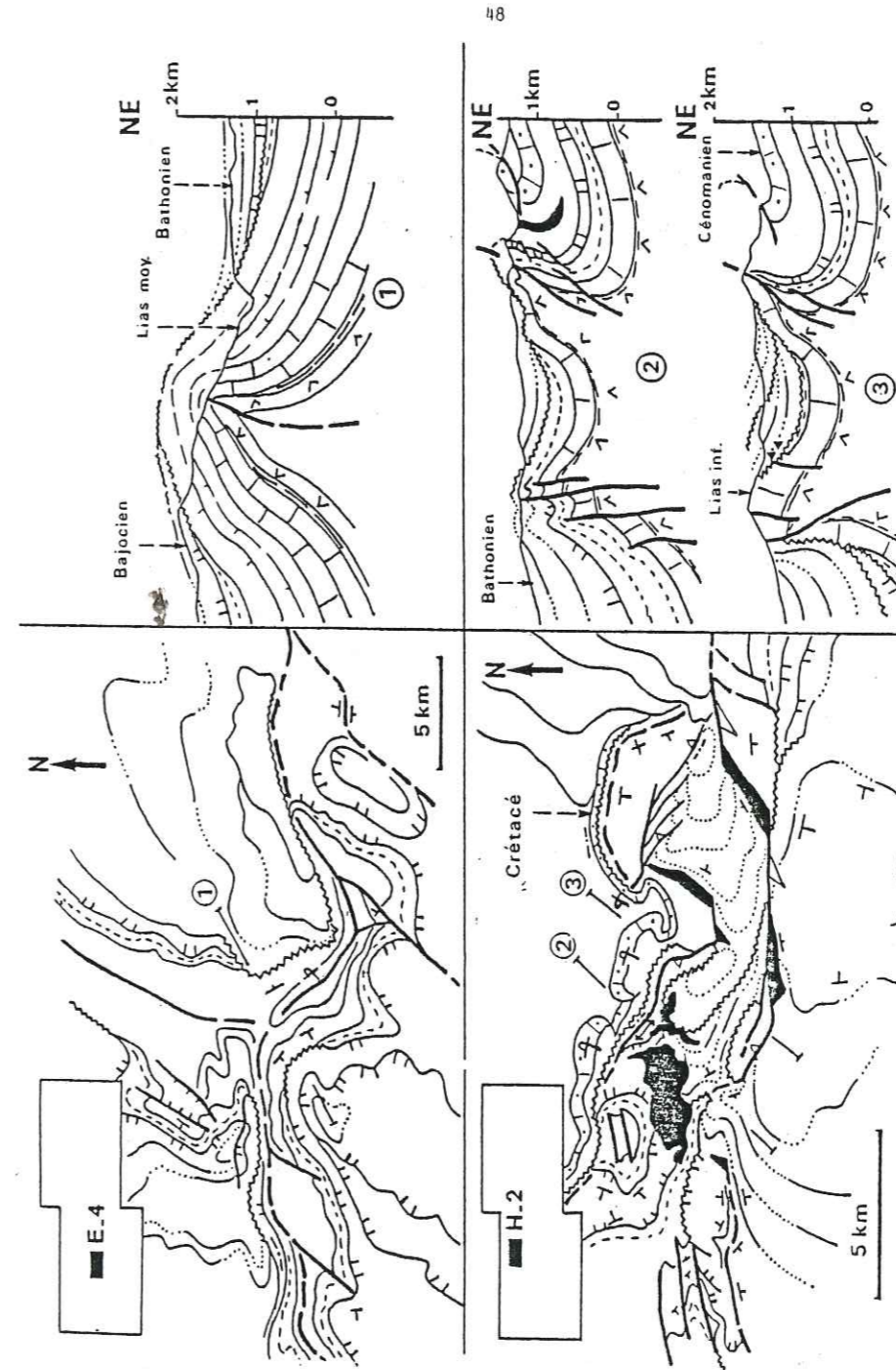


Fig. 3.16

(E. LAVILLE 1985)

Cet ensemble de caractère compressif est à la base de la structuration de la chaîne actuelle.

Les figures 3.17 et 3.18 illustrent bien certains caractères de cette tectonique polyphasée dans le Haut Atlas Central.

3.7. Conclusions:

Le Haut Atlas Central est le siège d'une activité tectonique synsédimentaire durant le Permo-Trias; celle-ci se traduit par le contrôle de la sédimentation par les accidents majeurs de direction N70 et par les paléoseuils direction N105 à N135 entraînant l'apparition de bassins losangiques.

En résumé:

Les structures du flanc nord du Haut Atlas Central reflètent:

- le contrôle tectonique de la sédimentation permotriasique dans un contexte distensif, induisant l'apparition de bassins subsidents et de paléoseuils à série réduite.

- L'effet de la dilacération de ces bassins à la suite de la remobilisation des grands accidents N70 pendant la phase compressive sur la structuration actuelle de la chaîne.

- En opposition, le flanc sud est caractérisé par une grande stabilité et donc l'uniformité de la série permotriasique.

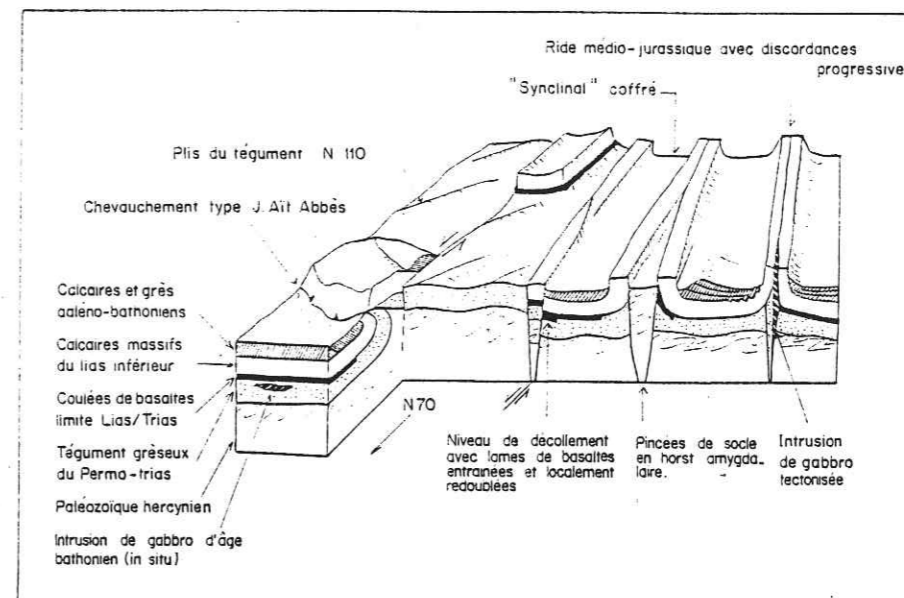


Fig.3.17) Bloc diagramme schématique illustrant le rôle des accidents N70 dans l'Atlas de Demnat.

(J. JENNY (1983)

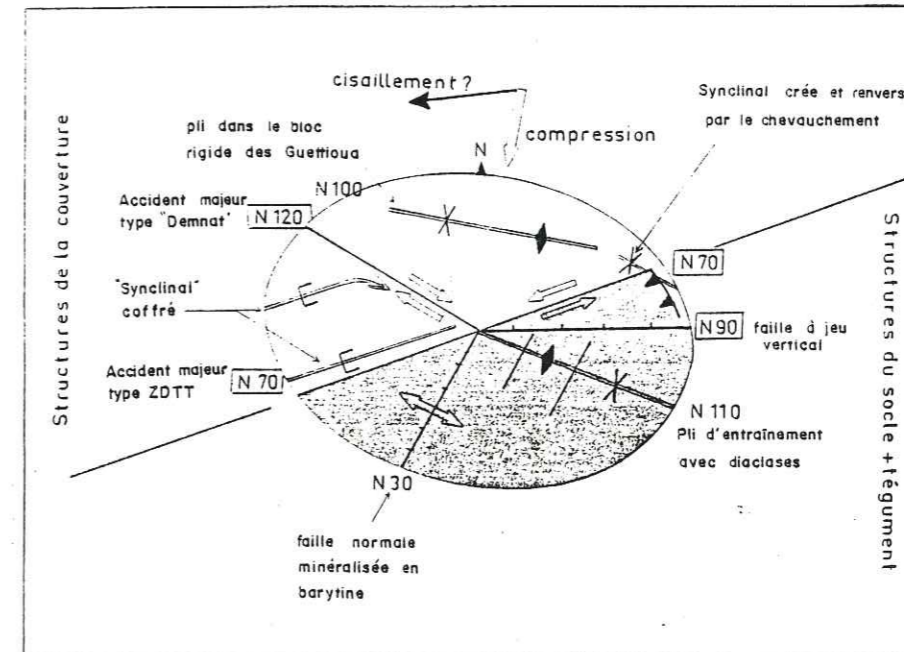


Fig3.18) Schéma récapitulatif le jeu atlasique des anciens accidents de socle (encadrés sur la figure) réactifs et les structures formées lors de la compression atlasique.

J. JENNY (1983)

2ÈME PARTIE:
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

- . ANALYSE SÉQUENTIELLE
- . FIGURES ET STRUCTURES SEDIMENTAIRES
- . GRANULOMETRIE
- . ÉTUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE
- . LES ENCRÔTEMENTS DE SOLS ET DE NAPPES
- . CONCLUSION GENERALE

SEDIMENTOLOGIE

Introduction:

J'ai mené cette étude sur le terrain en m'inspirant de nombreux travaux dont les principaux sont:

- COLLINSON et al. (1982)
- Reineck H.G. and SINGH I.B. (1980)
- Reading H.G. (1978)
- Miall A.D. (1984 et 1985)
- Perriau J. (1961)
- Gall J.C. (1971)
- Palain C. (1976)
- Friedman G.M. (1961, 1962, 1967 et 1979)

But et méthodes:

But: il est de rechercher:

- l'agent de dépôt final: ceci grace à l'étude de la granulométrie.
- Le milieu et le mode de dépôt ainsi que la direction et le sens des écoulements: par l'étude des structures et figures sédimentaires.
- Les sources d'origines du sédiment: par l'étude des minéraux lourds associés aux paléocourants.

Méthodes: sont celles utilisées par les auteurs cités précédements.

CHAPITRE 4: ANALYSE SEQUENTIELLE

4.1. Introduction

J'ai effectué cette étude à partir des travaux de A. LOMBARD (1956-1972), A. BERSIER (1958), J.P. MANGIN (1964), B. HAGUENAUER (1973-1975), C. PALAIN (1976), J. DELFAUD (1972, 1975 et 1984).

4.2. Subdivision et définitions

4.2.1. Subdivision:

La subdivision que j'ai adoptée est la suivante:

- Microséquence (A. LOMBARD) ou séquence unité (MANGIN)
- Séquence de 1er ordre (DELFAUD) ou séquence normale

de A. LOMBARD.

- Séquence de 2eme ordre
- Séquence de 3eme ordre (DELFAUD, 1984)
- Séquence de 4eme ordre
- Séquence de 5eme ordre

4.2.2. Définitions

. Les microséquences: ce sont les plus petits unités sédimentaires d'un dépôt (lamines; varves).

. Les séquences de 1er ordre (Fig. 4.2): Elles correspondent au banc de traduction d'une évolution des paramètres hydrodynamiques (Chenal d'un cône alluvial ou d'un glacis) ou chimiques (paléosol)

. Les séquences de 2eme ordre (fig.4.5): Elles correspondent au comblement d'un motif topographique tel qu'un chenal fluviatile ou d'un cône alluvial torrentiel; c'est le cas rencontré au sommet de la formation F3, et le long de toute la formation F5.

. Les séquences de 3eme ordre (Fig.4.6): ce type de séquence traduit l'évolution complète d'un système sédimentaire, par exemple un glacis c'est le cas par exemple pour la formation F3, ou la progradation d'un système deltaïque, c'est le cas de la formation F5.

. Les séquences de 4ème ordre (Fig.4.5-4.6): Ce type de séquence est régit par des modifications majeures du paysage à la suite de mouvements tectoniques et/ou des changements climatiques, par exemple l'ensemble des formation F1, F2, F3 ou l'ensemble des formations F4, F5, F6 et le volcanisme basaltique associé.

. Les séquences de 5ème ordre (Fig.4.5 et 4.6) Elles sont à l'échelle des grandes évolutions du bassin, sous l'effet de la dynamique sédimentaire et de la cinématique des marges. Pour nous cela correspond à l'évolution générale du Permo-Trias haut atlasique.

4.3. Discontinuités ou diastèmes séquentiels:

4.3.1. Définition:

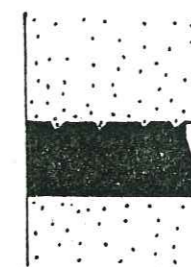
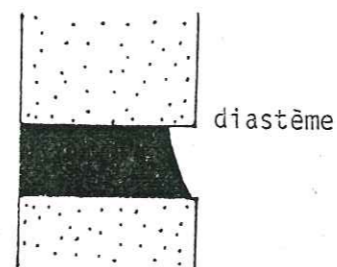
Ce sont des surfaces de discontinuités qui délimitent une séquence de tout ordre.

C. Palain (1975) définit un diastème ainsi "un diastème limite une succession de deux ou plusieurs lithofaciès qui correspondent à un événement géologique. Evénement qui peut être continu ou discontinu".

La faible extension des corps sédimentaires et l'effet de la tectonique synsédimentaire dans la série permo-triasique du Haut Atlas Central, ont engendré une importante hétérogénéité au niveau des différents diastèmes rencontrés.

4.3.2. Principaux diastèmes rencontrés dans la série:

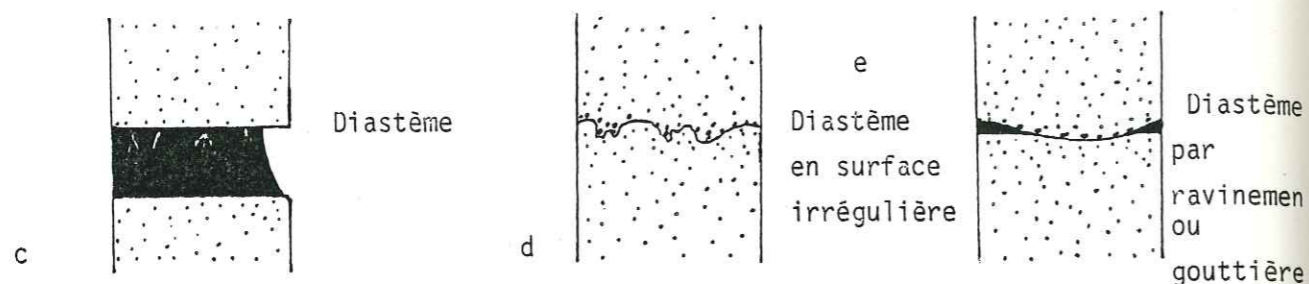
. Diastème en surface plane, souligné par une différence de granulométrie. (Fig. 4.1a)



Diastème souligné
par la présence de
fentes de dessiccation.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

. Diastème souligné par un paléosol (fig. 4.1c)



Diastème apparent ou de mémitisme (BERSIER, 1959) (fig. 4.1.f)

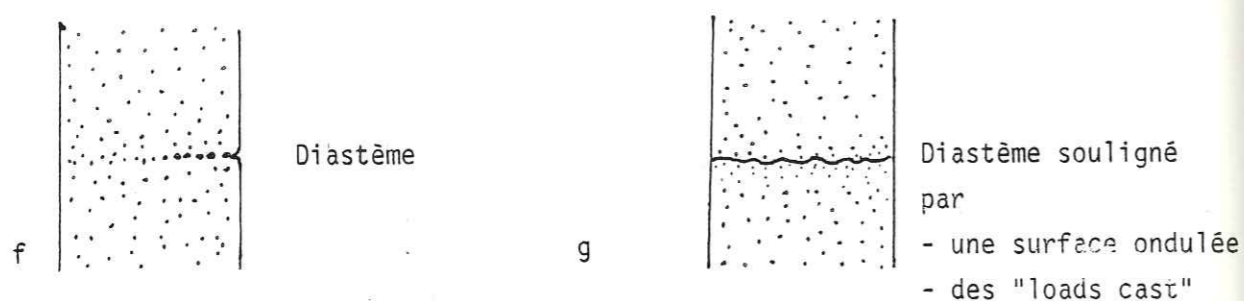


Fig. 4.1 Diastèmes

4.4. Analyse séquentielle de la série permo-triasique du Haut Atlas central.

4.4.1. Description des types de séquences de 1er ordre:

4.4.1.1. Les séquences de la formation F1 (Fig.4.2, 1,2,3)

Les séquences 1 et 2 correspondent à des corps sédimentaires qui ne présentent aucun classement granulométrique ni figures sédimentaire. C'est un conglomérat bréchique à matrice argilo-gréseuse abondante. Elles sont caractéristiques des coulées boueuses ou de laves torrentielles transportées par des chasses d'eau brutales.

La séquence 3 est rencontrée vers le haut de la formation, est composée de bas en haut:

- d'un diastème érosif
- d'un conglomérat moyen, bréchique, à matrice silteuse.
- d'un grès grossier à moyen, à structures entre-croisées
- d'une argile épaisse de quelques centimètres à quelques décimètres.

Cette séquence reflète un dépôt de haute énergie, au niveau d'un chenal par exemple.

4.4.1.2. Les séquences de la formation F2

(Fig.4.3) caractérisent les niveaux grés-silteux, d'Aït Tamllil et d'Aït Mallal, à la base de cette formation. Elles sont formées:

- d'un diastème faiblement érosif
- d'un horizon à galets mous (de remaniement)
- d'un grès fin à litage très faiblement inclinés
- de quelques centimètres d'argile riche en traces de bioturbation, des gouttes

de pluie et le plus souvent des empreintes de fentes de dessiccation.

Ce sont des dépôts de moyenne à faible énergie.

4.4.1.3. Les séquences de la formation F3 (Fig.4.2a.5, 6,7,8a.b,9)

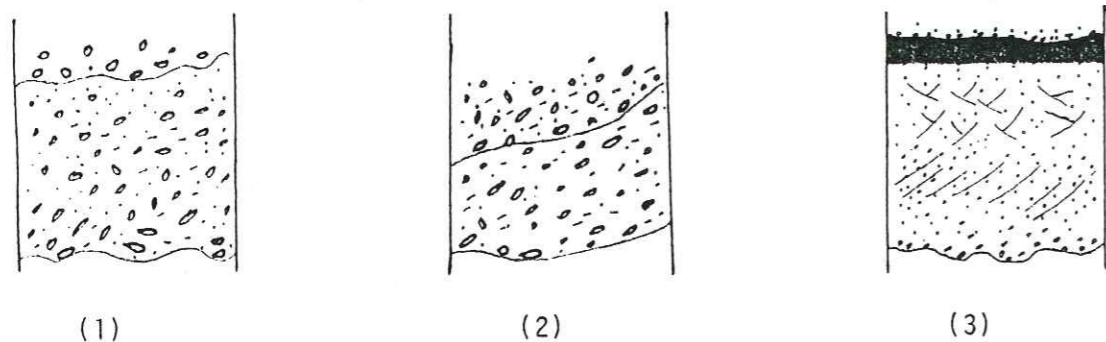
Les séquences 5 et 6 correspondent à des dépôts de chenaux de moyenne à faible énergie.

. La séquence 5 comporte:

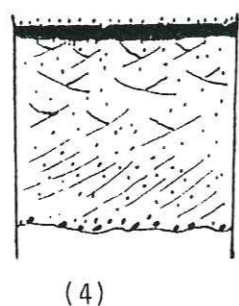
- un diastème faiblement érosif
- un niveau de remaniement de fin de rythme sous-jacent (1 à 2 cm)
- un grès moyen à fin avec structures entre-croisées
- quelques centimètres à quelques décimètres de silt.

. La séquence 6 représente des chenaux à fond plat qui

Séquence du 1er ordre dans la F1



Séquence du 1er ordre dans un niveau gréseux de la F2



Séquence du 1er ordre dans la F3

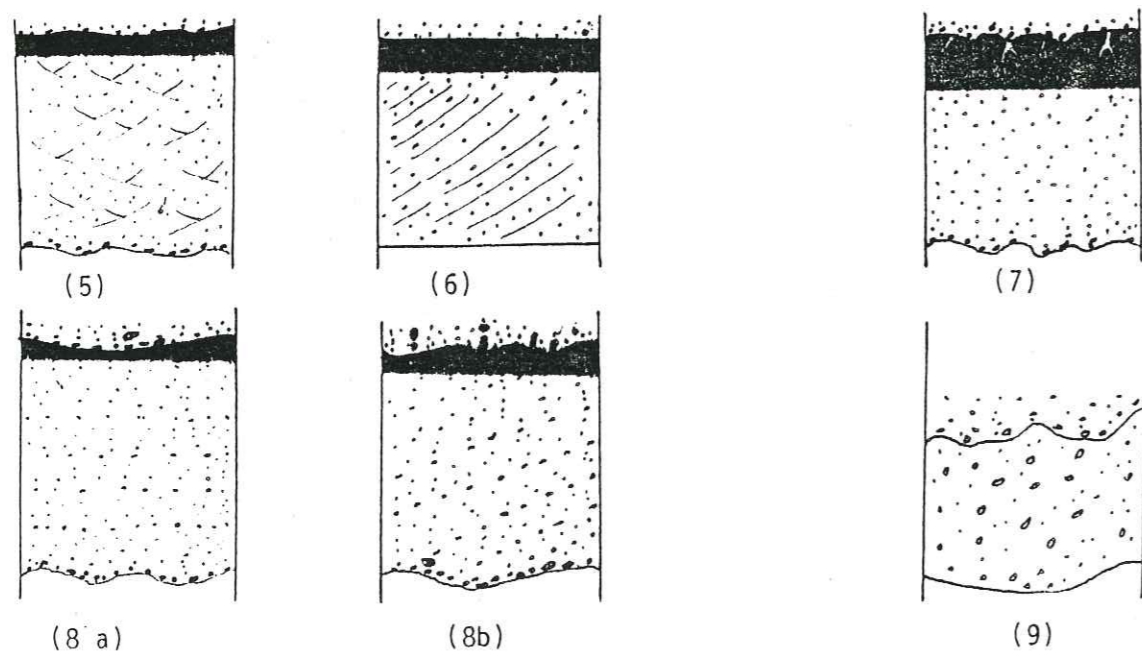


Fig.4.2 a. Séquences observées et étudiées dans la série.

Comportent:

- un diastème plan
- un grès moyen à litage en structures obliques
- quelques millimètres à quelques centimètres de silts et argiles à traces de végétaux.

. La séquence 7 correspond à des remplissages de larges chenaux faiblement ravinants avec un épisode de décantation suivi de l'installation d'un sol.

Cet ensemble comporte:

- un diastème érosif
- un conglomérat moyen à fin avec des galets mous intraformationnels résultant du remaniement de la partie fine des niveaux sous-jacent.
- un grès moyen, massif et à ciment carbonaté
- un niveau assez important (quelques décimètres) de silts et argiles riches en nodules calcaires.
- un paléosol à trace de racines, croûte calcaire et fentes de dessiccation.

. Les séquences 8a et 8b, du sommet de la formation F3, caractérisent des dépôts de glaciais. Ce sont des séquences à base ravinante en lits parallèles, horizontaux ou obliques; formée successivement de:

- un diastème érosif
- un conglomérat grossier à débris de sols.
- un conglomérat moyen à fin
- un grès grossier à moyen
- des silts à nodules et dalle calcaire, avec ou sans traces de paléosol.

. La séquence 9 représente des coulées boueuses, semblables à celles de la formation F1 (Fig. 4.2.1,2)

4.4.1.4. Les séquences de la formation F5: (Fig.4.ab)

. Les séquences du type 10, 11, 12 et 13 caractérisent la moitié inférieure du membre F5a et tout le membre F5b.

. Les séquences du type 10 et 11 se rencontrent également à la base du membre F5c.

. La séquence 14 existe dans les trois membres F5a, F5b et F5c à différentes échelles (décimétrique à la base de F5a et F5b et métriques tout le long de F5c.

Séquences du 1er ordre dans la F5 (suite)

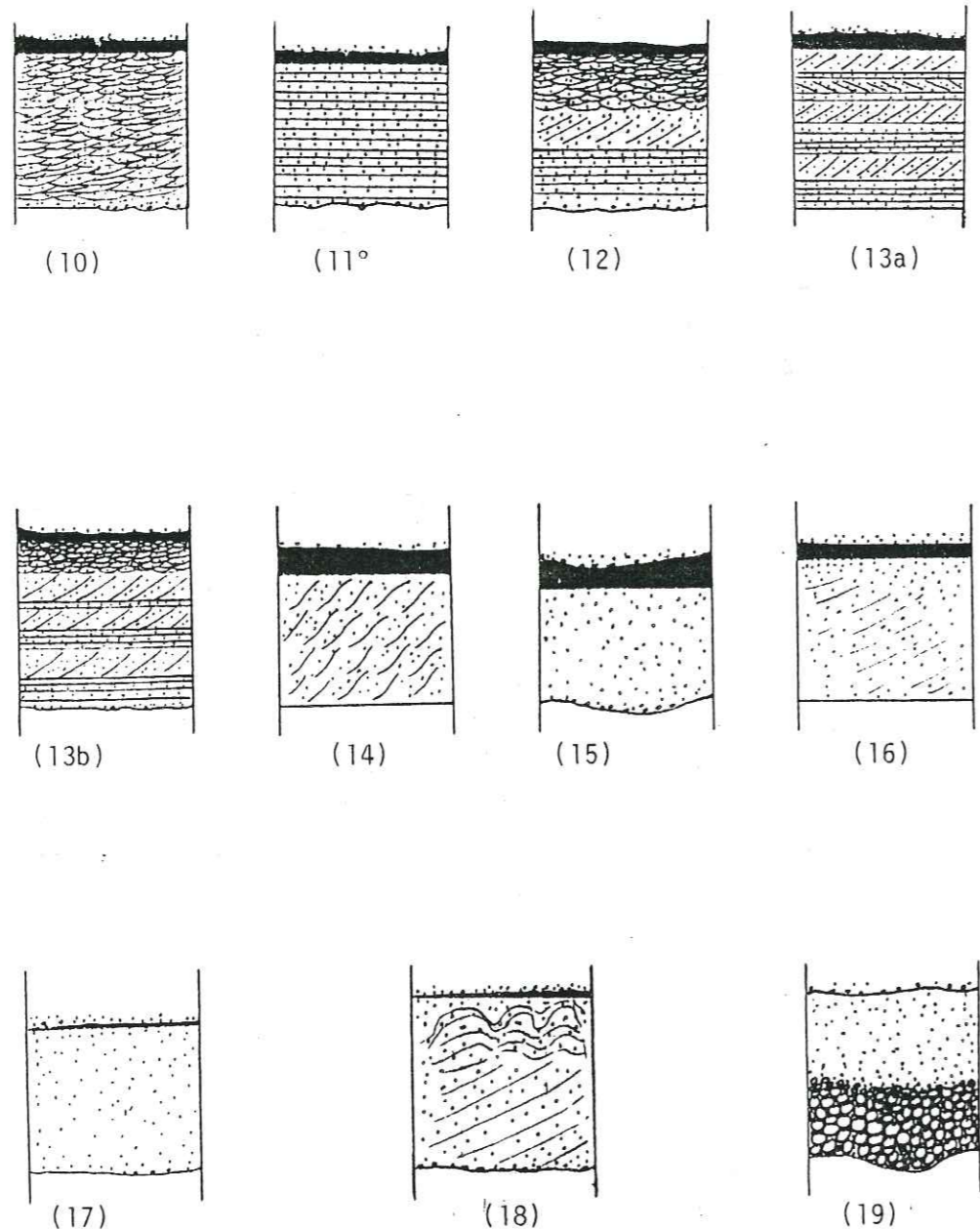


Fig. 4.5 b. Séquences observées et étudiées dans la série.

. Les séquences du type 20 sont rencontrées dans la moitié inférieure du membre F5c.

a) Descriptions des séquences:

. Le type de séquences 10, épais de 30 à 70 cm, comportent de bas en haut:

- un diastème plan ou ondulé et faiblement ravinant.
- 0 à un centimètre d'un fin niveau à galets mous intraformationnels.
- un grès fin à litage en auge et dont la surface est riche en rides de courant et traces de pistes d'invertébrés.
- 0 à quelques centimètres d'argile rouge, rarement conservées.

C'est une séquence positive, granodécroissante, liée à une phase hydrodynamique à régime peu élevé, saccadé puis très faible à nul.

. Le type de séquence 11, épaisse de 30 à 60 cm, comportent de bas en haut:

- un diastème faiblement érosif
- un niveau de quelques centimètres de galets mous intraformationnels.
- un grès fin à très fin, organisé en laminites horizontales et parallèles, centimétriques, qui sont une suite de microséquences positives à linéation de débit.
- 0 à quelques centimètres d'argile rouge.

Cette séquence positive, granodécroissante caractérise une succession d'épisodes de courants dont chacune est représentée par une laminite puis un court épisode calme, représenté par les argiles.

. Le type de séquences 12, épaisses de 20 à 100 cm, comportent de bas en haut:

- un diastème ondulé
- quelques galets mous disposés dans la lamine basale.
- quelques centimètres à quelques décimètres de grès laminé horizontalement; chaque lamine est une microséquence positive.
- quelques décimètres de grès très fin, à flasers; formé à partir de trains successifs de ripples marks

modélés alternativement par les courants de flot et de jusant séparés par des périodes d'étale en milieu estuarien;

- quelques millimètres à quelques centimètres d'argile rouge.

Cette séquence positive correspond à un régime de forte à moyenne puis faible énergie en milieu mediolittoral estuarien.

. Le type de séquences 13a, épais de 40 à 150 cm, comportent de bas en haut:

- un diastème plan ou faiblement ondulé
- un grès fin, formé d'une suite de microséquences positives représentant une alternance de niveaux à litages horizontaux et des niveaux à litages obliques.
- un grès très fin à flasers
- 0 à quelques millimètres d'argile rouge

. Le type de séquences 13b, épais de 30 à 150 cm, comporte de bas en haut:

- un diastème ondulé ou à figures de charge
- un grès fin, constitué par une suite de niveaux à litage horizontal et de niveau à litage oblique à deux sens opposés "herringbone beds".

- 0 à quelques millimètres d'argile rouge

Ce type de séquence (13) reflète bien les brusques variations d'énergie et des sens de courant dans un milieu typiquement littoral; marqué par des courants de flot et de jusant.

. Le type de séquences 14, épais de 60 à 250 cm, comporte de bas en haut:

- un diastème plan ou faiblement ondulé
- un grès moyen à fin en prismes de progradation dont chacun est une suite de microséquences positives.
- 0 à quelques décimètres d'argile rouge

Cette structure est classique dans les environnements deltaïques.

. Le type de séquences 15, épais de 60 à 250 m, comporte de bas en haut:

- un diastème ravinant
- un liseré à galets mous intraformationnels
- un niveau granodécroissant de grès moyen à fin dont la surface supérieure est riche en rides de courant et/ou fentes de dessiccation, accopagénées de traces de bioturbations.
- un niveau argileux très fin qui correspond à

une pellicule d'argile blanche à minuscules traces de racines.

Ce type de séquences positives, manifeste un régime hydrodynamique décroissant. Cette structure correspond à un remplissage de chenal, puis à un dépôt de débordement suivie par une courte phase d'émersion.

Ce type de structure est courant dans la formation F5 et correspond à des dépôts sous faibles tranches d'eau, de chenaux de plaine à faible pente.

. Le type de séquences 16a, épais de 60 à 300 cm, comporte de bas en haut:

- un diastème
- un grès moyen en prismes de progradation, d'échelle métrique en petites séquences positives
- parfois un niveau argileux très fin

Ce type de structure est très fréquent au sommet des membres F5a, F5c et rarement dans le F5b. Ce sont des structures classiques dans les environnements deltaïques.

. Le type de séquences 16b, épais de 100 à 300 cm, comporte de bas en haut:

- un diastème faiblement ondulé
- un grès moyen à grand litage oblique, constitué d'un granoclassement positif.
- un niveau fin, discontinu, d'argile rouge

Ce type de séquences correspond, également à des dépôts de progradation. Ils sont fréquents dans les deltas.

. Le type de séquences 17, épais de 150 à 400 cm; comporte de bas en haut:

- un diastème qui peut être ravinant
- un grès moyen à fin sans matrice constituant une suite de corps lenticulaires. La structure entre-croisée est d'ordre métrique, à grand litage oblique, grano-et stratodécroissante. La surface des grès est riche en croissants de plage.

- 0 à quelques millimètres d'argile rouge

Ce type de séquence 19, épais de à cm, comporte de bas en haut:

- un diastème faiblement ravinant
- un grès moyen à grossier sans matrice de couleur rose en lentilles pouvant atteindre une extension de cent mètres, à larges structures obliques.

- un grès moyen, de couleur rose et à enduit ferrugineux noirâtre, riche en structures slumpées et figures d'échappement d'eau (Miall, 1985) de dimensions décimétriques.

- un niveau, souvent épais, de grès massif, rose clair à enduit de fer. Ce niveau, sous l'effet de la charge et pendant qu'il est encore gorgé d'eau, peut se transformer en structures en boules ou en champignons.

- 0 à quelques centimètres d'argile rouge pouvant avoir un fin paléosol à leur sommet.

Ce type de séquences positives proches de la séquence de Biron (1982) sont caractéristiques du membre F5c.

Les figures d'échappement d'eau peuvent avoir été provoquées par la charge des grès massifs sus-jacents.

Les structures en slumpes résultent de l'effet de la pente au fond d'un delta ou sur les berges de chenaux.

Nous subordonnons ce type de séquences à des niveaux de progradation de deltas associés à de faibles mouvements tectoniques.

Le type de séquence 20, épais de 40 à 300 cm, comporte de bas en haut:

- un diastème d'érosion très ravinant.

- un conglomérat constitué de galets arrondis de quartzite à surface brillante. Leur surface porte des traces de chocs en étoiles. Leur classement est moyen.

Le passage à un grès grossier et mal classé est brutal. Ce type de séquences n'existe que localement et dans la partie inférieure du membre F5c (Tigguert, Imini et Tassilli observ. pers., à Aït Hakim en compagnie de J. Beauchamp).

Nous considérons ce type de séquences comme un dépôt de tempête ou tempestite.

4.4.2. Description des types de séquences de 2ème et 3ème ordre:

4.4.2.1. Des unités séquentielles de la coupe A d'Aït Tamlil (fig. 4.5).

- La formation F1 est une suite de séquences de 1er ordre limitées par des diastèmes irréguliers et de faible extension latérale. Ces séquences sont d'abord conglomératiques puis conglomé-

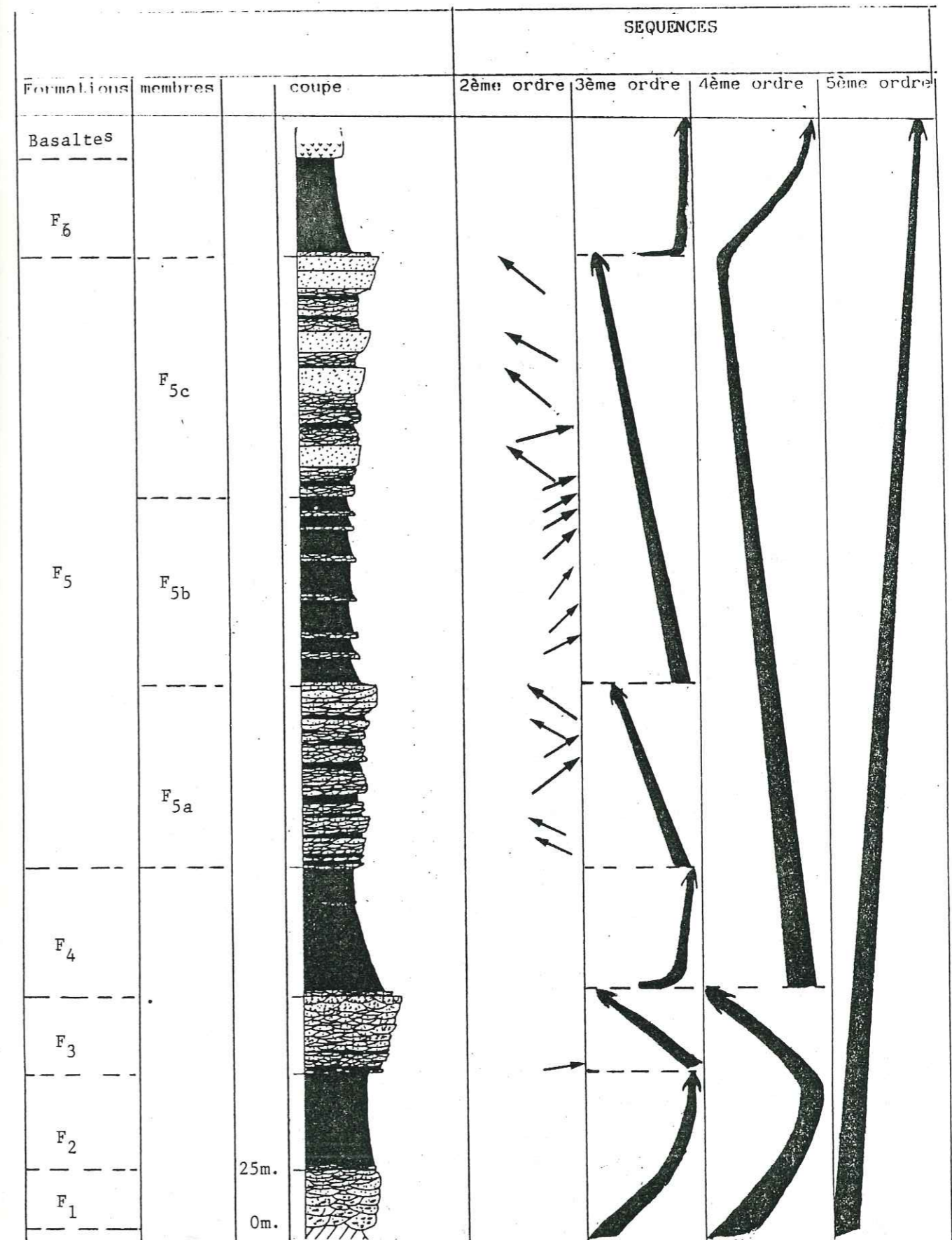


Fig.4.5 Analyse séquentielle de la coupe A de la région d'Aït Tamlil.

ratico-gréseuses, enfin grésosilteuses. L'individualisation de séquences de 2ème ordre n'apparaît que localement et vers le haut de la formation.

L'ensemble de la formation est d'abord strato-décroissant puis grano- et strato-décroissant.

Le passage à la formation F2 est progressif.

- La formation F2 est une suite de séquences de 2ème ordre, métriques à décamétriques dont la partie silto-argileuse devient progressivement dominante vers le haut de la formation.

Il y a donc continuité entre les formations F1 et F2: les séquences sont d'abord conglomératiques, avec un mauvais granoclassement, puis conglomératico-gréseuses classées, puis grésosilteuses et enfin silto-argileuses.

Cet ensemble F1-F2 peut donc être considéré comme une unité séquentielle positive de 3ème ordre (fig.4.5) caractérisant un dépôt continental de bassin intramontagneux.

- La formation F3: le passage de la formation F2 à la formation F3 est progressif.

La formation F3 est une suite de séquences positives du 1er ordre, d'abord de type grésosilteux où la fraction silteuse est dominante:

. puis de type grésosilteux où la fraction gréseuse est dominante;

. enfin de type conglomératico-gréseux à diastèmes, d'extension limitée et souvent soulignés par un encroutement calcaire.

L'individualisation des séquences de 2ème ordre est plus marquée à la base de la formation qu'à son sommet.

Cette suite de séquences constitue un ensemble strato-et-grano-croissant qui peut être considéré comme une séquence négative de 3ème ordre. Les nombreuses fentes de dessiccation (mudcracks) et le façonnement éolien des galets (dreikanter) soulignent la continentalité du milieu de ce dépôt de glaci.

- La formation F4 débute par quelques mètres de grès rose, correspondant à une suite de séquences arénitiques de 1er ordre, en lentille massives. Le reste est silteux à silto-argileux en petites séquences positives de 1er ordre.

Cette suite de rythmes constitue une séquence positive

de 3ème ordre qui peut localement ne pas exister.

- Le membre F5a:

- La base de ce membre est marquée de structures sédimentaires d'un milieu faiblement agité.

- Le sommet est caractérisé par de grandes structures sédimentaires (litages obliques, prismes de progradation) et des niveaux à plantes dont le dernier est considéré comme une mangrove (cf. Chap.2) et marque le sommet de ce membre.

L'ensemble est une suite de séquences de 1er ordre qui constituent des unités séquentielles de 2ème ordre dont chacune d'elles est strato-croissante et correspond à un petit delta au sein d'un système deltaïque général qui correspond au membre F5a qui est lui-même l'équivalent d'une séquence négative de 3ème ordre de type kluplélien (fig. 4.5).

- Le membre F5b est constitué d'une suite de séquences de 2ème ordre dont la phase silto-argileuse est très importante. Les structures sédimentaires caractérisent un milieu faiblement agité.

Le passage au membre suivant (F5c) est progressif et s'effectue par une augmentation de l'importance de la phase gréseuse.

- Le membre F5c est une succession de séquences de 2ème ordre: . Les unes sont positives grano-et-stratodécroissantes . les autres sont négatives grano- et strato-croissantes et forment des séquences klupfeliennes de delta.

L'ensemble marque le passage d'un système estuarien à un système deltaïque.

- Les membres F5b et F5c constituent donc une unique séquence négative de 3ème ordre de type médio- à supra-deltaïque.

- La formation F6: est caractérisé par une sédimentation fine, constituée d'une suite de séquences de 1er et 2ème ordre d'abord grésosilteuses puis très vite silto-argileuses. L'ensemble de cette formation constitue une séquence positive de 3ème ordre interrompue par l'arrivée des coulées basaltiques.

4.4.2.2. Les unités séquentielles de la coupe F de de Taliouine (Fig.5.6)

Les formations F1, F2, F4 font défaut.

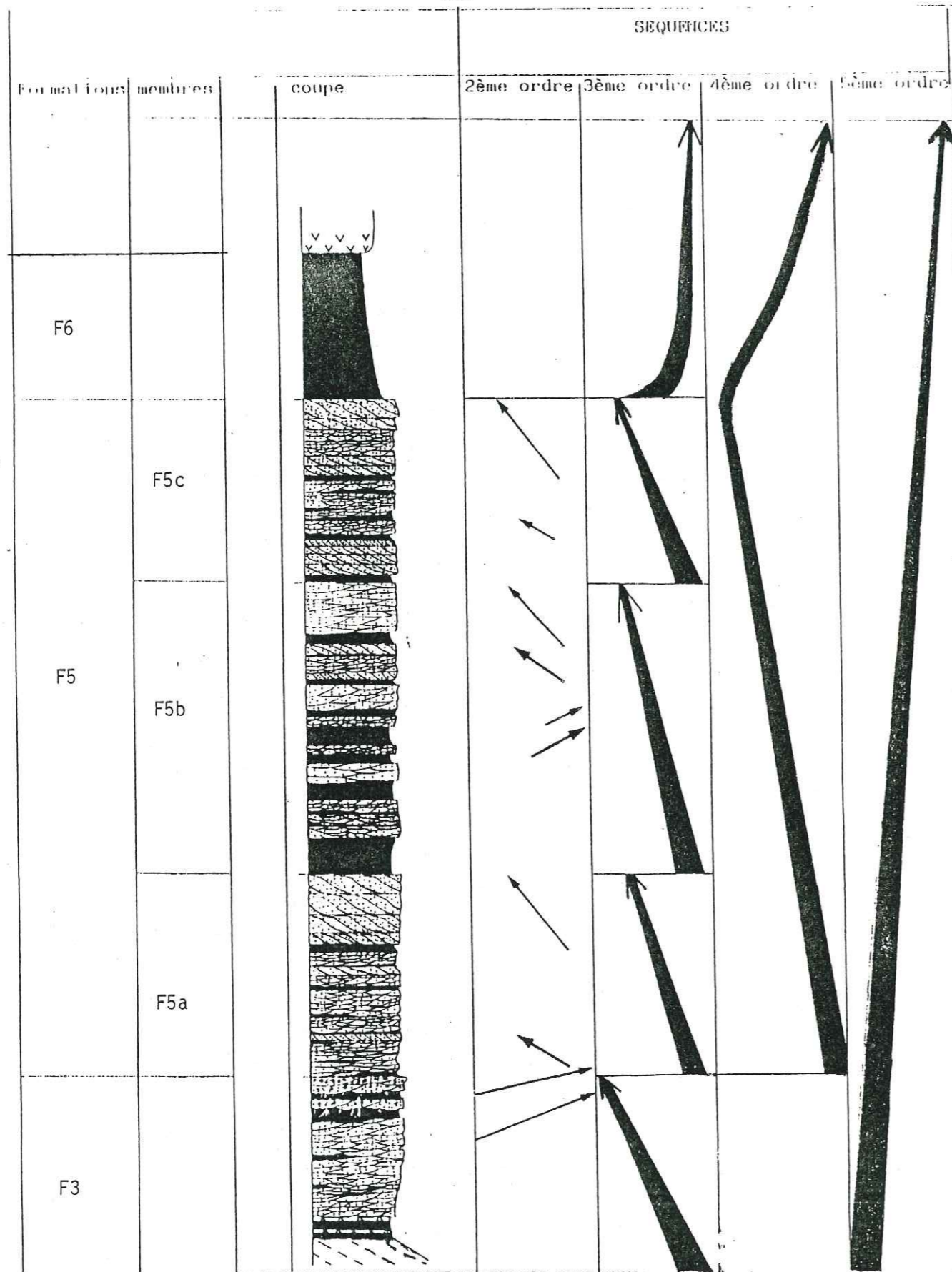


Fig. 5.6 Analyse séquentielle de la coupe F de Taliouine.

Les formations F3, F5 et F6 présentent des unités séquentielles comparables à celles de la coupe-type (A) d'Aït Tamliil.

- F3 est toujours continentale et de type glaciaire; cependant F5a, F5b et F5c s'achèvent chacune par un épisode deltaïque et l'environnement est ici nettement plus littoral que dans la coupe A d'Aït Tamliil.

4.4.3. Les séquences de 4ème ordre et 5ème ordre: (Fig. 4.5 et 4.6)

- On peut envisager deux séquences de 4ème ordre dans notre série:

. Une séquence inférieure, entièrement continentale, qui comporte les formations F1, F2, F3 (ou simplement F3 lorsque F1 et F2 font défaut) et s'achève par un ou plusieurs niveaux à sols.

. Une séquence supérieure, marine qui englobe les formations F4, F5, F6 que couronnent les basaltes.

- L'évolution de l'ensemble des dépôts du bassin permo-triasique du Haut Atlas Central correspond à notre avis à une séquence de 5ème ordre tel qu'on l'a définie plus haut.

4.5 Conclusion

La complexité et la pluralité des milieux de dépôts de notre série se manifeste à toutes les échelles séquentielles: coulées boueuses, laves torrentielles, dépôts de chenaux pour la formation F1; dépôts de décantation en milieu continental pour la formation F2; dépôts de larges chenaux en tresse, dépôts de sheet flood sur glaciaire couronné par des sols d'épaisseur variable pour la formation F3; dépôts de décantation en milieu supratidal pour les formations F4 et F6; dépôts très variés de milieu médio-littoral ouvert pour la formation F5.

Une coupure majeure soulignée par des paléosols apparaît entre les formations F3 et F4-F5.

Cet ensemble détritico-permo-triasique, coiffé par des coulées basaltiques liées à l'ouverture de l'Atlantique, montrent une évolution tout à fait classique et générale d'un bassin sédimentaire lié à une activité tectonique.

CHAPITRE 5: FIGURES ET STRUCTURES SEDIMENTAIRES

5.1. But:

- L'étude et l'analyse des figures et structures sédimentaires contribuent à la reconstitution des environnements des dépôts.

5.2. Méthodes d'études:

5.2.1. Figures sédimentaires observées au mur (semelle, base) des bancs "Sole-casts":

Ce sont les contre-empreintes (ou "casts") des traces de la surface du banc sous-jacent.

. Les fentes de dessiccation ou "mud cracks" ou de synère (fig:5.1b) sont très répandues sous forme de moulages dans les formations: F1, F2, F3 et au sommet des membre F5a et F5b. Leurs dimensions sont variables, de l'ordre du centimètre à celui du décimètre. Elles impliquent un dépôt sous faible tranche d'eau suivi par une phase d'évaporation et d'assèchement, donc une certaine continentalité.

Les traces d'affouillement ou "Scour-casts"

Elles résultent de l'action érosive d'un courant sur un dépôt non induré et sont abondantes dans la formation F5:

. Les "flute-casts" sont attribués à des courants tourbillonnaires (RUCKLIN, 1938; DEULYNSKI et WALTON, 1963); la partie renflée de la contre-empreinte est située vers l'amont-courant. On les trouve dans la partie inférieure des membres F5a et F5b et dans le membre F5b, (fig:5.1a).

. Les figures de ruissellement ou "rill-casts": ce sont des contre-empreintes de figures sédimentaires de plages développées à marée basse. Elles correspondent à des petits sillons finement ramifiés et anastomosés. Ils sont rares et n'ont été observés que dans le membre F5a du flanc nord (x:354,3; 365,8; 390,1; y: 96,7; 99,7; 106,8).

a

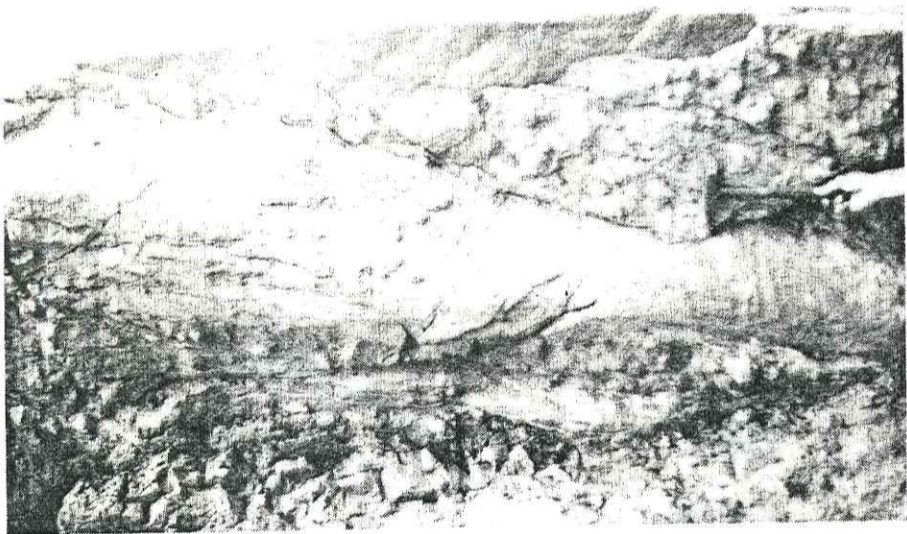
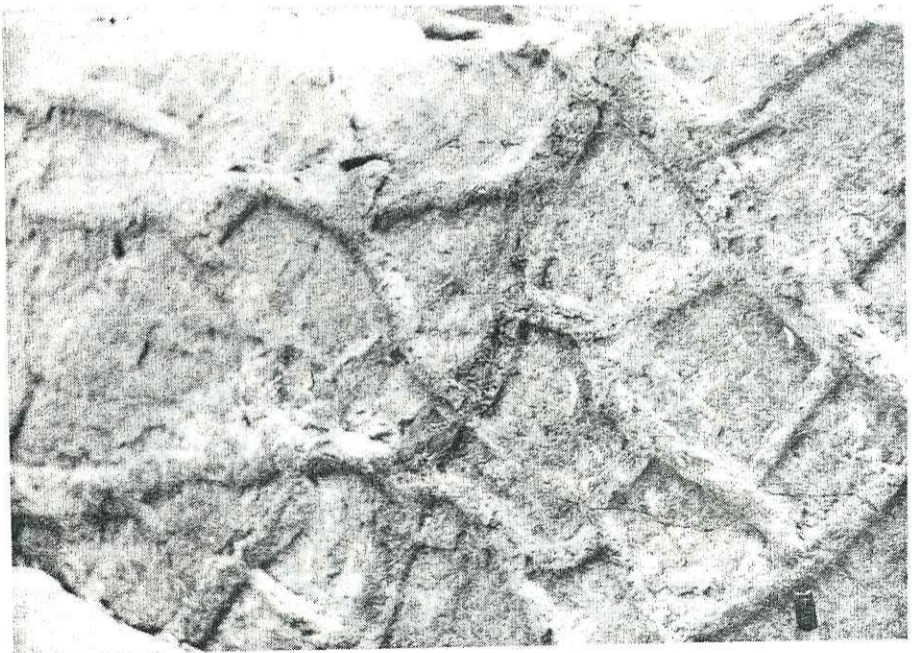


Fig.5.1 a: "flut cast" et gros "groove cast " (F5a, coupe A, Ait Tamli)

b: Fentes de dessication, coupe D, Ait Mallal

b



- Les traces d'impact dues à des objets transportés par le courant sur le fond ("Tool-cast"): elles sont fréquentes dans la partie inférieure des membres F5a et F5c.

. Les cannelures d'érosion ou "groove-caste": ce sont des traces rectilignes et de dimensions variables. (Fig: 5.a) Elles indiquent la direction du paléocourant et attestent d'un régime de haute énergie.

- Les figures de surcharge ou "load-casts": sont très nombreuses à tous les niveaux de la formation F5. Elles montrent que le banc sous-jacent étaient encore non induré au moment de leur formation.

5.2.2. Structures et figures sédimentaires observées à l'intérieur des bancs:

a) Les chenaux et les barres: La plus grande partie des bancs de la série permo-triasique du Haut Atlas Central correspond à:

- des structures lenticulaires, d'extension métrique ou décimétriques sur une épaisseur décimétrique à métrique. Leur base est plane ou faiblement ravinante et leur surface est plane ou faiblement concave. Nous avons attribué à des dépôts de chenaux ceux dont les directions des axes indiquent celles des paléocourants (Fig: 5.2).

- des structures ayant une base exclusivement plane et une surface plane ou convexe; elles sont fréquentes à la partie supérieure des membres F5a et F5c du flanc nord et dans les trois membres (F5a, F5b, et F5c) de la formation F5 du flanc sud. Ces structures ressemblent à ce qui a été décrit par G.P. Allen et al. (1979) comme dépôts de barres dans le delta du MAHAKAM (Indonésie). Elles sont courantes dans les dépôts résultant d'une chenalisation divagante (M. Durand, 1978) de chenaux à méandre.

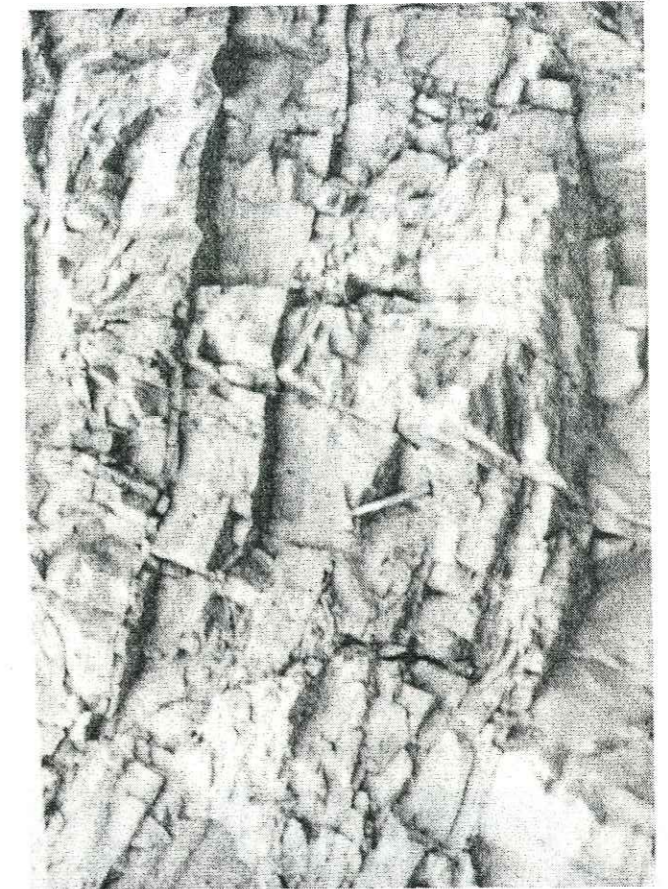
- Certaines lentilles, situées à la base du membres F5a (x: 354,3; y: 93,3) et dans le membre F5b du flanc nord, présentent une migration spatiale des lits des chenaux, d'ordre décimétrique, induisant ainsi une structure entre-croisée dans le banc.

b) Les litages:

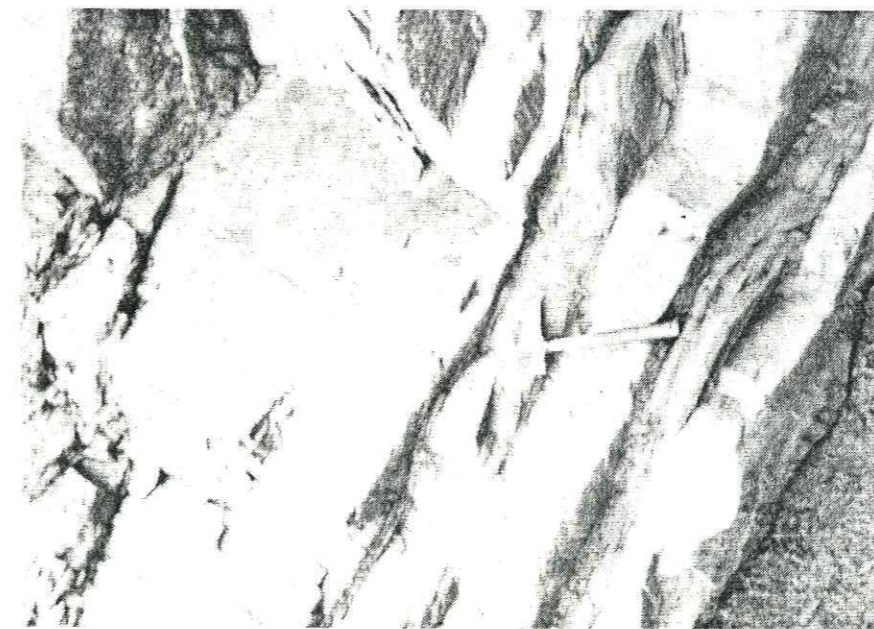
Le litage est interprété comme une structure secondaire édiflée dans une strate au cours de la phase active du dépôt

a: Bancs à base plane ou faiblement ravinante (F5a coupe A, Ait tamli)
b: Structures lenticulaires (F5a coupe A, Ait Tamli)

Fig.5.2



b



a

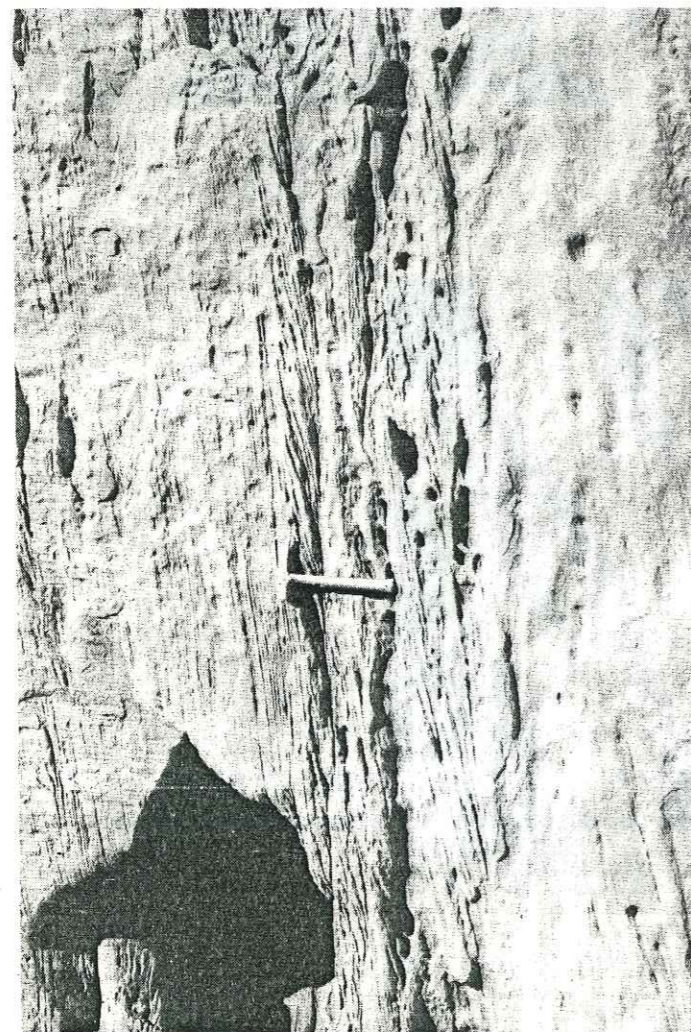
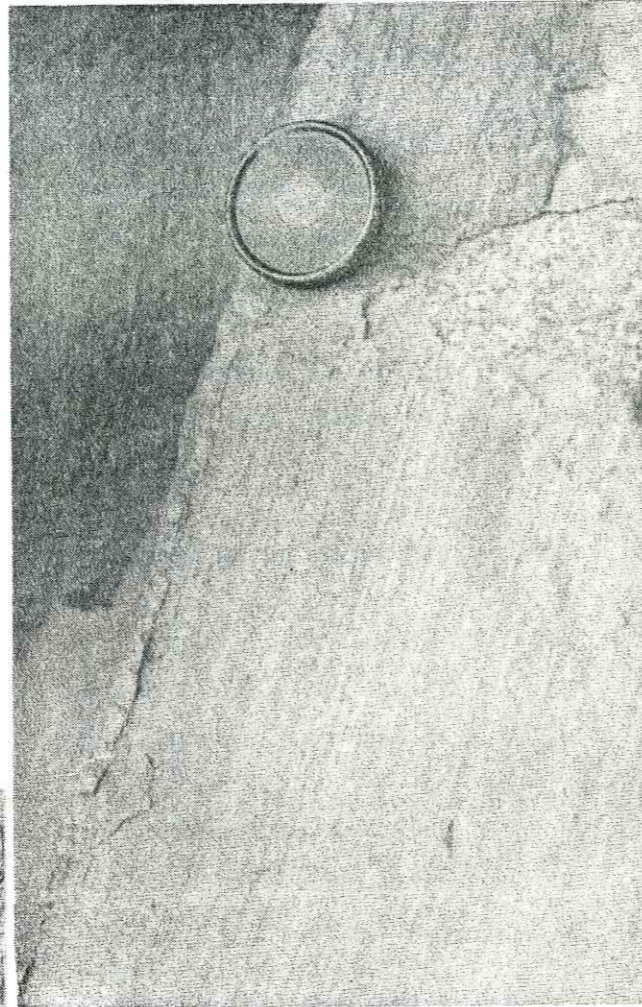


Fig.5.3 a: litage oblique de progradation
(coupe I, Tigguert)

b: litage parallèle F5a (coupe A, Ait
Tamlil)



b

(Burcart, 1944 et Lombard, 1963, in Gall, 1971).

Le litage plan-parallèle horizontal (Fig:5.3b) est très fréquent dans le membre F5b; on le trouve également, mais peu fréquent, dans les membres F5a et F5c du flanc nord. Il correspond à de fines lamines de grès qui sont souvent associées aux linéations de délit. Ils caractérisent un courant de forte à moyenne énergie.

Les linéations de délit "Parting linéation". Ce sont des plages de concentration de grains de quartz qui sont alignés suivant la direction du courant.

Après la phase de compaction puis dégagement du banc ces plages se débitent facilement par l'érosion et sont visibles à la surface des bancs.

Les litages obliques:

. Litage oblique plan: (Fig:5.3a): Il est fréquent à la base des membres F5a et F5c et dans tout le membre F5b du flanc sud; sur le flanc nord il existe surtout au sommet des membres F5a et F5c. C'est un bon indicateur du sens des paléocourants (Fig: 5.5 et Fig: 5.6). Certains bancs gréseux situés à la base et parfois vers le milieu des membres F5a et F5c présentent des superpositions de litages obliques et de sens opposés; fréquemment et fortement inclinés (20 à 25%) vers le nord, le nord-ouest ou l'ouest, rarement et faiblement inclinés (15%) dans les sens opposés. Ces "Herringbone-beds" sont attribués à des courants de flût et de jusant caractérisant le milieu médiolittoral estuarien.

. Le litage oblique arqué: très répandu sur le flanc sud, il est localisé principalement dans les parties supérieures des trois membres (F5a, F5b et F5c) de la formation F5; on le retrouve également dans certains niveaux des membres F5a et F5c du flanc nord.

Les structures composées d'un empilement de plusieurs feuillets arqués dessinent une gouttière dont l'azimut correspond au sens du paléocourant.

Dans la partie supérieure des membres F5a et F5c de la coupe F de Taliouine (x: 347,7; y: 73,8); existent des structures de litage oblique dont les feuillets sont discordants vers l'amont de la structure et parallèles vers l'aval (Fig:5.4a); ce type de structure a déjà été observé et décrit, dans le Trias des Vosges par M. DURAND (1978), qui l'interprète comme correspondant aux phases successives de remplissage de gouttières préexistantes; la pente des lits au centre des chenaux varie entre 15 et 25°

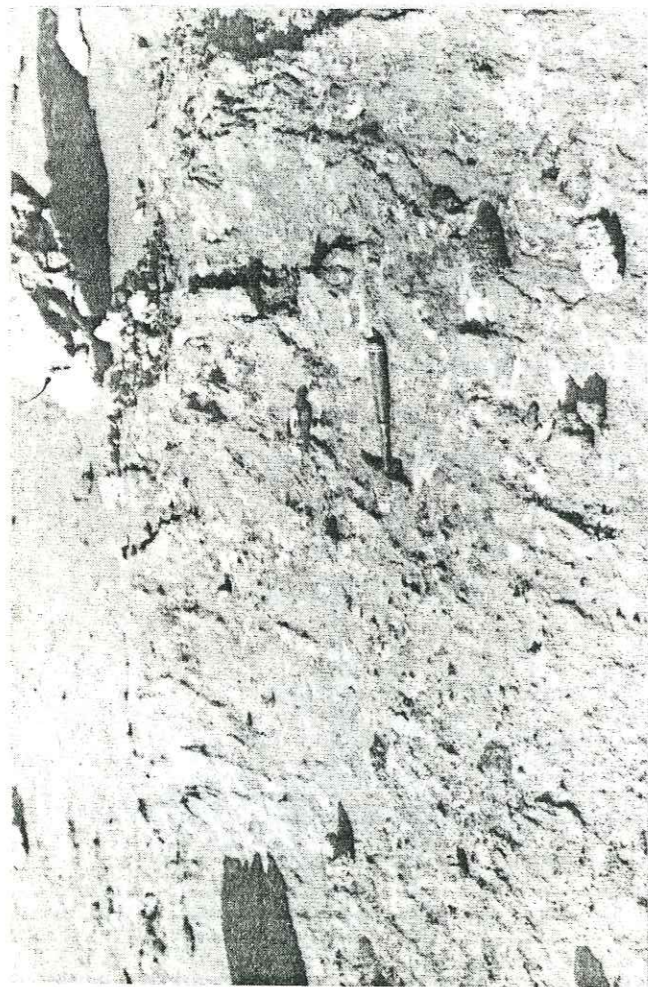


Fig.5.4 a: Structures de progradation

b: Structures sigmoïdes (sommet F5a, coupe A, Ait Mallal)



b

a

. Ces structures peuvent être attribuées à des dépôts de chenaux deltaïques de marées (J. Perriaux, com. orale), ce qui est confirmé par les résultats de la granulométrie et des analyses séquentielles.

. Les structures sigmoïdes (Fig:5.4b). Nous les avons rencontrées à différentes échelles (décimétriques à métriques) dans les membres F5a et F5c (x: et y:); elles caractérisent les dépôts de progradation de chenaux et de front de delta..

- Les litages déformés ou contournés "convolute bedding et slump bedding": Ils résultent d'un effet de "pente qui peut être provoqué par un jeu tectonique synsédimentaire. Ces structures sont caractéristiques du membre F5c ou elles abondent (cf. Chap.1 et 3), notamment vers le sommet.

- Les figures d'échappement d'eau "Water escape structure". Elles résultent d'un départ, ascendant, de l'eau du sédiment sous l'effet de la charge; ce qui montre l'importance et la rapidité des apports. Elles ont été observées dans le membre F5c (x: ; y:).

- Les structures madrées (J. Gall, 1971) ou "Flaser-schichtung" (REINECK, 1960): Elles ont été observées à la base du membre F5a des coupes A, C et D du flanc nord, et caractérisent les plages et les estuaires.

5.2.3 - Figures observées en surface (toit, sommet) des bancs:

. Les fentes de dessiccation ou "mudcracks". Elles sont très abondantes à la surface des bancs grésilo-silteux des formations: F1, F2, F3 et dans certains niveaux des membres F5a et F5c (Fig:). Leurs dimensions varient du centimètre aux décimètres.

. Les gouttes de pluie: Leurs traces sont très fréquentes au toit des bancs silteux de la formation F2 (x:385,1; y:109,7) de la coupe C et x: 389,7; y:106,6 de la coupe D) d'Ait Mallal; elles ont été observées également mais rarement à la surface de certains bancs grésilo-silteux du sommet du membre F5a (x: 347,9; y: 73,8) de la coupe F de Talouine. Ces empreintes ont la forme de petits cratères sub-circulaires de un à deux millimètres de profondeur sur cinq à dix millimètres de diamètre. Elles ressemblent à celles décrites par COUREL et al. (1979) dans le Trias de la bordure orientale du massif central.

. Les rides d'oscillation ou "rivave-ripples" sont fréquentes dans la formation F2 et rares dans la formation F5 (membres F5a et F5c) où on les observe dans les dépôts fins de débordement des chenaux. Elles sont symétriques, de faible amplitude et dessinent un réseau. Ce sont des marqueurs de milieu sous-aquatique, peu profond agité par le clapotis de l'eau.

. Les rides de courant ou "Current ripples" ont été observées dans la formation F5. Elles sont linéaires, asymétriques et fréquentes en milieu peu profond. Reineck et Singh (1973) les attribuent à des vitesses de courant inférieures à 50 cm/s.

Les faibles surfaces présentant ces rides n'ont pas permis de réaliser des mesures de directions et sens de courant.

. Les croissants de plage ou "Crescent marks" sont abondants à la surface des bancs sommitaux du membre F5c (x:354,6 ; y: 76,9) de la coupe de Tigguert et de la coupe B d'Aït Tamllil

Ces structures sédimentaires caractérisent les milieux de plage et précisent la position du rivage.

5.3 - Reconstitution des paléocourants

5.3.1 - Introduction

- La forme, la taille et l'orientation des structures et figures sédimentaires d'un dépôt reflètent le degré d'énergie et donnent la direction, parfois le sens des paléocourants générateurs du dépôt.

5.3.2 - But

- L'étude des paléocourants, associée à celle des minéraux lourds, permet de localiser les sources distributrices du sédiment.

5.3.3 - Méthodes d'étude

- Dans la série permo-triasique cette étude n'est possible qu'au niveau des formations F3 et F5 qui sont les seules à présenter les figures et structures sédimentaires convenables.

- Dans la formation F3, les analyses ont porté sur la disposition des galets (Fig:5.5 et 5.6) et sur les litages obliques dans les coupes du flanc nord et du flanc sud (Fig:5.5 et 5.6)

- Dans la formation F5 les analyses ont été réalisées sur:

. Les axes de chenaux

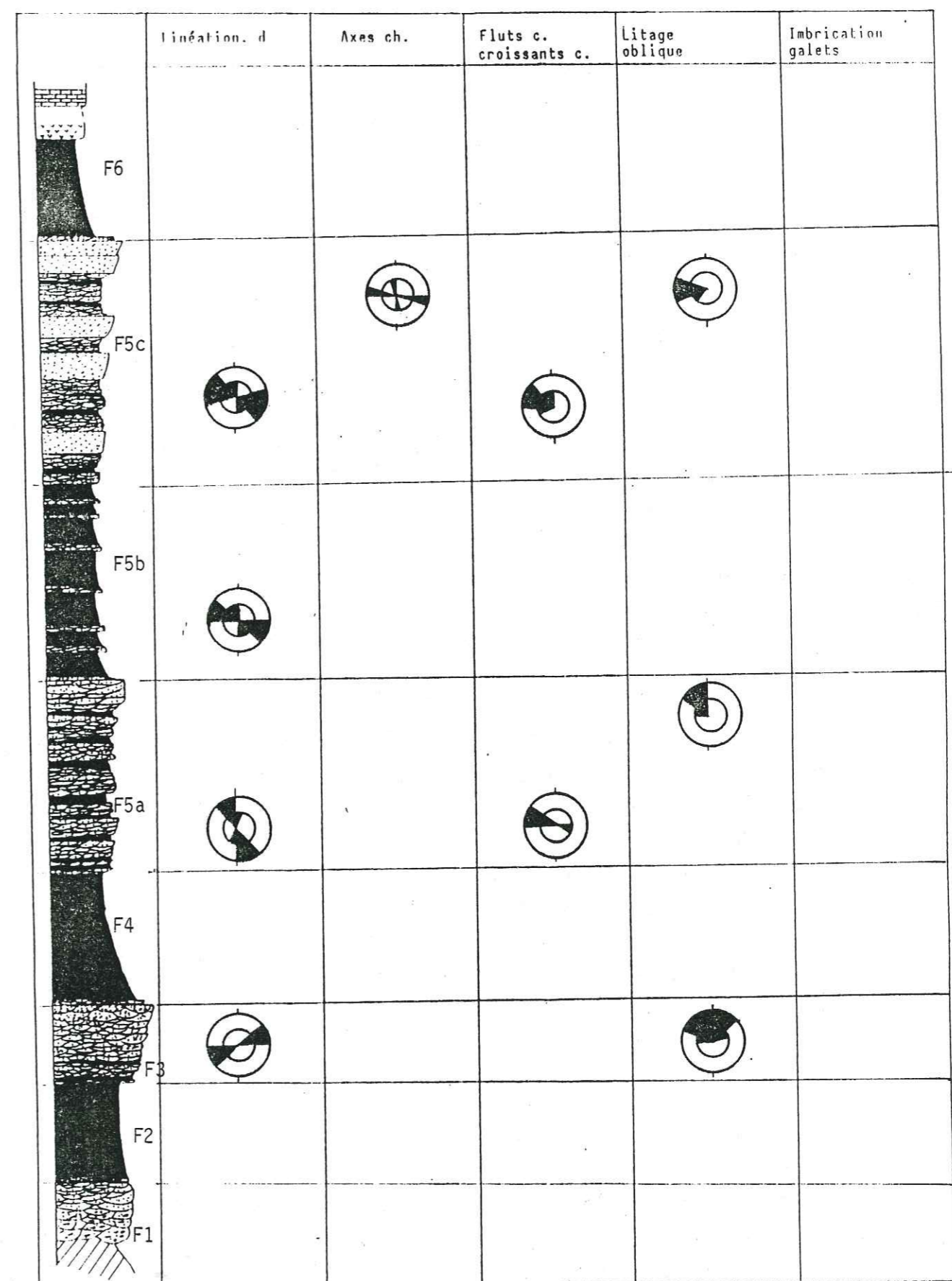


Fig. 5.6 Directions et sens des paléocourants (coupe A, Ait Tamllil)

- . Les linéations de délit
- . Les litages obliques
- . Les flutes casts et les croissants de plage.

Les résultats sont présentés sous forme de roses de directions de ces diverses figures et structures sédimentaires (Fig: 5.5 et 5.6).

- Les deux cercles circonscrits représentent:

. Pour le cercle interne un nombre de stations inférieur à dix.

. Pour le cercle externe un nombre de stations supérieur à dix.

. Seules les stations qui fournissent un nombre de mesures supérieur à sept ont été prises en considération; à l'exception des mesures effectuées sur les axes de chenaux où la station peut comprendre une seule mesure.

5.3.4 - Résultats et interprétations

- Dans chaque membre ou formation l'homogénéité de la direction et du sens des principaux paléocourants est remarquable (Fig: 5.5 et 5.6)

- Pour la formation F3 la direction S.N. et le sens de l'écoulement du sud vers le nord sont nets mais présentent cependant une assez large dispersion.

- Pour la formation F5 les courants cheminaient du S, S.E. vers le N, N.W. dans le membre F5b.

- de l'E. S.E. vers l'W., N.W à E-W, dans le membre F5c.

Cette série permo-triasique présente donc une variation progressive du sens des paléocourants: d'abord S.N. puis S.S.E.-N.N.W., S.E.-N.W, E.S.E.- W.N.W, enfin E-W. Une telle variation générale, encore plus accentuée à l'Ouest dans la vallée de l'Ourika (Biron, 1982) et dans celle de N'Fis (Beauchamp, 1982) peut trouver l'explication de son origine dans la dynamique de l'ouverture de l'Atlantique au cours du Trias (Chap.3).

Localement, des paléocourants de directions et sens différents, peuvent être observés dans des stations situées à proximité des grandes failles à rejeu permo-triasique synsédimentaire. De telles variations locales de courants ont été relevées à l'Ouest de l'Ourika, dans la série permo-triasique de la vallée du N'Fis (Beauchamp et Petit, 1982). Elles ont été attribuées

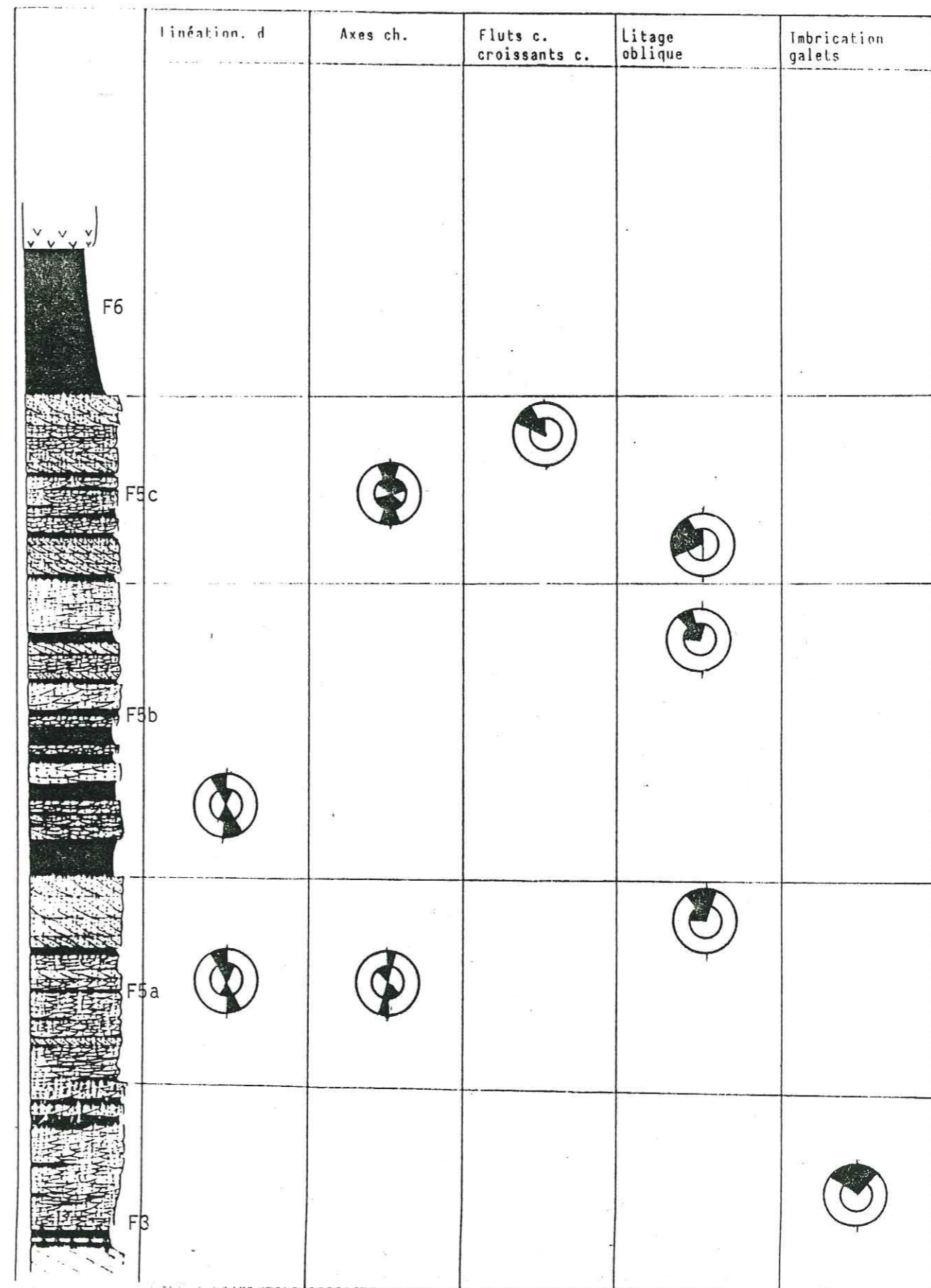


Fig. 5.5 Directions et sens des paléocourants (coupe F, Taliouiné)

aux effets tectoniques qui ont entraîné dans certains cas des basculements de blocs (Chap.3).

CHAPITRE 6 : GRANULOMETRIE

1. INTRODUCTION

. Les analyses granulométriques permettent une approche de l'indentification de l'agent de dépôt final.

. Seuls les niveaux qui n'ont subi ni altération, ni encroûtement, ni nourrissage après leur dépôt, ont fait l'objet de cette étude; à savoir la plus grande partie de la formation gréseuse (F5) de la région de Taliouine, quelques niveaux de celle d'Ait Tamllil et les bancs sableux, de la base de la formation des silts (F6) supérieurs (Tableau 6.2, p. 132).

2. TECHNIQUES ET METHODES UTILISEES

2.1 Techniques:

Afin d'éliminer les dépôts secondaires de carbonates, les échantillons ont été décalcifiés par l'acide chlorhydrique à froid, désagrégés puis tamisés à l'eau, la fraction fine étant conservée et pesée.

La série de tamis utilisée aussi bien à Grenoble (Institut Dolomieu) qu'à la Faculté des Sciences de Marrakech, est de type A.F.N.O.R. d'intervalle de $1/3$ de ϕ .

2.2 Représentations graphiques

2.2.1 Courbes obtenues: Elles sont de trois types:

- Courbes des pourcentages simples
- Courbes des pourcentages cumulés
- Courbes des pourcentages cumulés en unités de probabilités.

En abscisses sont portés les diamètres des fractions séparées par les divers tamis, en millimètres et en unités ϕ .

En ordonnées sont portés:

- à gauche, les pourcentages répartis suivant une échelle arithmétique.
- à droite, les pourcentages en unités de probabilités.

Tableau 6.1 : Les indices et les différentes formules utilisés dans les analyses granulométriques.

	MEAN	SORTING	SKEWNESS	KURTOSIS
TRASK (1932)	Median ϕ $M = \frac{Q75 + Q25}{2}$	$S_o = \sqrt{\frac{Q3}{Q1}}$	$SK = \frac{Q1 \times Q3}{(Q2)^2}$	$K = \frac{Q3 - Q1}{2 (P10 - P90)}$
OTTO (1939) INMAN (1952)	$M \phi = \frac{\phi16 + \phi84}{2}$	$\sqrt{G} = \frac{\phi84 - \phi16}{2}$	$SK10 = \frac{\phi16 + \phi84 - 2 \phi50}{\phi84 - \phi16}$ $SK20 = \frac{\phi5 + \phi95 - 2 \phi50}{\phi84 - \phi16}$	$K\phi = \frac{(\phi95 - \phi5) - (\phi84 - \phi16)}{\phi84 \phi16}$
KRUMBEIN et PETTILJOHN (1938)		$QD = \frac{ \phi75 - \phi25 }{2}$	$SK\phi = \frac{\phi25 + \phi75 - 2 \phi50}{2}$	$K\phi_a = \frac{\phi75 - \phi25}{2 (\phi90 - \phi10)}$
FOLK et WARD (1957)	$Mz = \frac{\phi16 + \phi50 + \phi84}{3}$	$I = \frac{\phi84 - \phi16}{4} + \frac{\phi95 - \phi5}{6,6}$	$SK1 = \frac{\phi84 + \phi16 - 2 \phi50}{2(\phi84 - \phi16)}$ $SK2 = \frac{\phi5 + \phi95 - 2 \phi50}{2(\phi95 - \phi5)}$	$K\phi = \frac{\phi95 - \phi5}{2,44 (\phi75 - \phi25)}$
McCAMMON (1962)	$\frac{\phi10 + \phi30 + \phi50 + \phi70 + \phi90}{5}$ $\frac{\phi5 + \phi15 + \phi25 + \dots + \phi95 + \phi95}{10}$	$\frac{\phi85 + \phi95 - \phi5 - \phi15}{5,4}$ $\frac{\phi70 + \phi90 + \phi50 + \phi57 - \phi3 - \phi10 - \phi20 - \phi30}{9,1}$		
FRIEDMAN (1979) (1967)	$\bar{X} \phi = \sum_{i=1}^n f_i \cdot M_i$ (1st moment)	$\left(\frac{\sum_{i=1}^n f_i (M_i - \bar{X})^2}{\sum_{i=1}^n f_i} \right)^{1/2}$ (2nd moment) $S_o = \frac{\phi65 - \phi5}{2}$	$\alpha_3 \phi = \frac{\sum_{i=1}^n f_i (M_i - \bar{X})^3}{\sigma^3}$ (3rd moment) $\alpha_4 \phi = \frac{\sum_{i=1}^n f_i (M_i - \bar{X})^4}{\sigma^4}$ (4th moment)	

2.2.1.1. Les courbes simples et cumulatives

- C'est à partir de ces deux types de courbes que sont définies certaines valeurs caractéristiques et nécessaires par la suite; telles que: le $\phi 5$, le $\phi 16$, le $\phi 25$, le $\phi 50$, le $\phi 75$, le $\phi 84$, le $\phi 95$; ainsi que le M et premier percentile (C).

2.2.1.2. Les indices granulométriques et paramètres statistiques

- Sont obtenus: - soit directement à partir des courbes granulométriques.

- soit par calculs (Tableau 6.1 et 6.2)

. Les quartiles: Q1 et Q3: correspondent respectivement à 25% et 75% du total de l'échantillon cumulé à partir des fractions fines, en millimètres.

. La médiane (M): correspond à 50% du poids total de l'échantillon, en millimètres.

. La moyenne (ou mean de FOLK et WARD, 1957): est calculée en unités phi (ϕ) et Ms est équivalent à $\phi 50$ de TRASK (1932), ainsi qu'au premier moment ($\bar{X} \phi$) de FRIEDMAN (1961, 1978, et 1979; Tableau n°1).

. Les coefficients de classement ou "Sorting":

- *Sorting index* de TRASK (1932):

$$S_o = \sqrt{\frac{Q3}{Q1}}$$

- Qd ϕ de KRUMBEIN (1938)

$$Qd\phi = \frac{Q1 \cdot Q3}{2} \quad (\text{mesure à la règle graduée en } \phi),$$

ce qui équivaut à $Qd\phi = \frac{Q75 - Q25}{2}$ (par calcul).

- "Standard deviation" de FOLK et WARD (1957)

$$I = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6,6}$$

- *Simple sorting measure* de FRIEDMAN (1967)

$$S_o s = \frac{\phi 95 - \phi 5}{2}$$

. Les coefficients de dissymétrie:

- L'indice d'asymétrie de TRASK (1932)

$$A \text{ ou } S = \frac{Q1 \times Q3}{(Q2)^2}$$

- La Skewness d'INMAN (1952), repris par FOLK et WARD (1974)

$$SK_I = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} - \frac{\phi_{95} + \phi_{5} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_{5})}$$

- Simple Skewness: mesure de FRIEDMAN (1967):

$$\alpha_s = (\phi_{95} - \phi_{5}) - 2\phi_{50}$$

. Le coefficient d'acuité ou d'angulosité:

- Le Kurtosis de FOLK et WARD:

$$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_{5}}{2,44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

. les combinaisons de certains paramètres deux par deux, permettent d'obtenir les diagrammes définissant les milieux de dépôts (FRIEDMAN, 1961-1979)

Remarque:

Nous avons calculé les moments de FRIEDMAN (1967, 1978 et 1979), mais nous n'avons utilisé que le premier ($\bar{\phi}$) et rejeté les deuxième, troisième et quatrième moments, car leur comparaison avec les autres indices (Tableau 6.2) a fait ressortir des erreurs considérables.

2.2.1.3 Les courbes des pourcentages cumulés en unités de probabilité (VISCHER, 1969):

- En ordonnées on a porté les pourcentages ou fréquences, cumulés en unités de probabilités.

- En abscisse, comme précédemment, sont portés les diamètres des fractions séparées par les divers tamis, en millimètres et en unités phi (ϕ). La courbe étant une droite, traduit une répartition du sédiment selon la loi de GAUSS ou du hasard.

La segmentation de la courbe, en deux ou plusieurs sections, traduit une perturbation du dépôt, due à l'action des divers facteurs (vent, rivière, mer,...).

Le nombre des segments de la courbe correspond à la diversité des modes de transport en fonction de la taille et du poids des grains

On obtient ainsi:

- transport par suspension (a) des particules fines,
- transport par saltation (b) des particules moyennes,
- transport par roulement (c) des particules grossières,

La pente de la courbe et fonction du classement du sédiment

- une forte pente correspond à un bon classement,

- une pente faible correspond à un mauvais classement.

Le nombre, la répartition et la pente de ces segments de droite (dont chacun correspond à une population granulométrique) permettent de déterminer l'agent et le milieu de dépôt final.

2.2.2. Diagramme Q1 - Md - Q3 de D.J. DOEGLAS (1968)

Il permet de visualiser la grossièreté moyenne, le classement et l'asymétrie d'un sédiment.

- On l'obtient en projetant les quartiles (Q1, Q3) et la médiane (Md), sur la diagonale d'un carré dont les côtés sont divisés en classes granulométriques, en échelle phi (ϕ) ou millimétrique (Fig. 6.1).

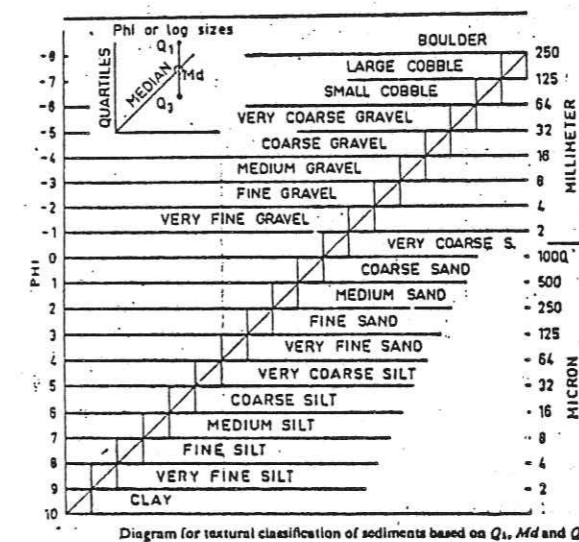


Fig. 6.1

2.2.3 Diagramme C-M de PASSEGA (1957, 1963, 1964 et 1969)

Il permet de déterminer le mode de transport d'un sédiment caractérisé par son premier percentile et sa médiane: (Fig. 6.2).

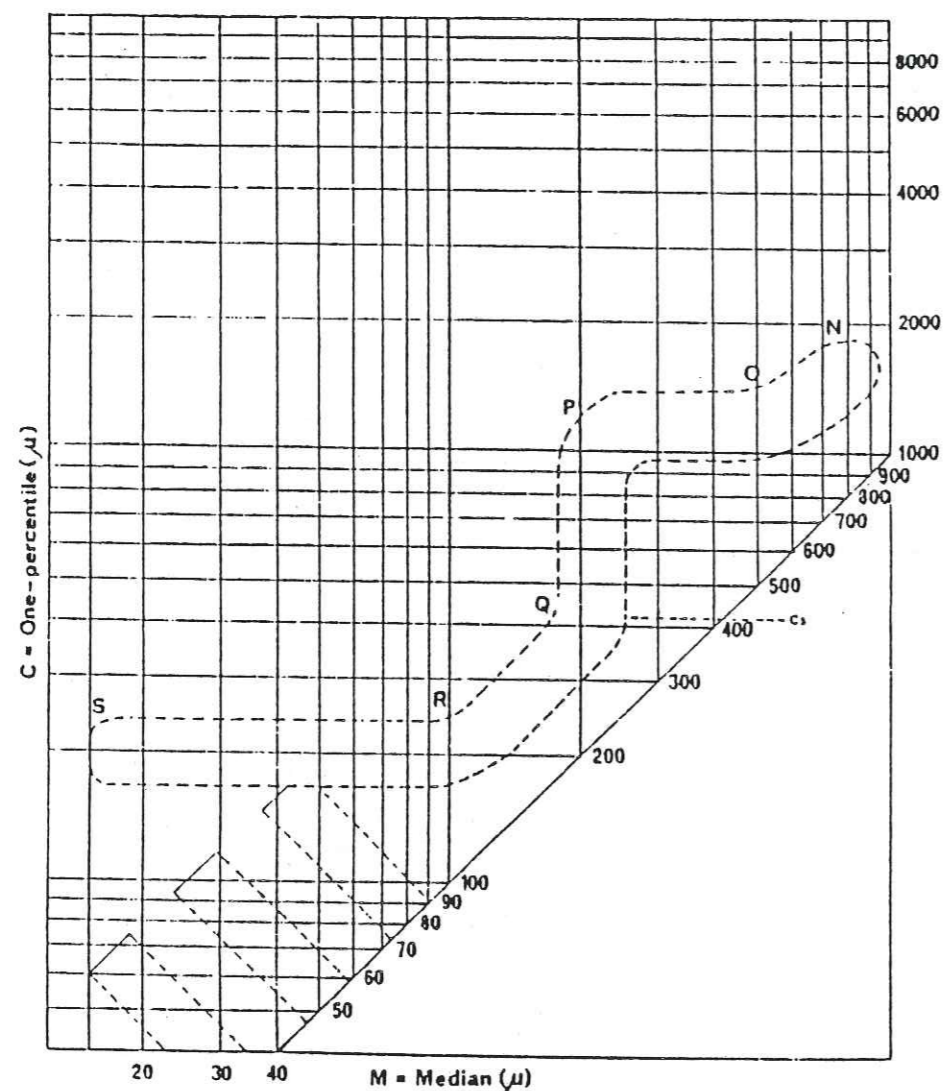


Fig. 6.2

PASSEGA a montré que:

1) Un dépôt clastique est caractérisé par deux paramètres granulométriques.

- la médiane (M)
- le premier percentile, le plus grossier (C)

Ces deux fractiles permettent de construire un diagramme C - M

2) Il existe une relation entre la valeur de C et le mécanisme de dépôt:

- une valeur de C supérieure à 1000 microns signifie un transport par roulement sur le fond.

3) La partie du diagramme parallèle à la ligne C = M correspond à un dépôt de sédiment transporté en suspension gradée.

4) Les parties horizontales du diagramme correspondent à un dépôt de sédiments transportés par suspension uniforme.

- Analyse du diagramme C - M:

- . La zone T: correspond à un dépôt transporté par suspension pélagique, avec M inférieur à 20 microns
- . La zone S.R. (du diagramme): correspond à un dépôt transporté par suspension uniforme.
- . La zone Cu: C'est l'indice de turbulence maximale sur le fond, ou suspension uniforme.
- . La zone R.Q: correspond à un dépôt transporté par suspension gradée traduisant la présence d'un granoclassement vertical dans la suspension.
- . Les zones Q - P et P - O: correspondent à un dépôt transporté par suspension gradée et roulement, avec:
 - Q P: où la suspension est plus importante que le roulement sur le fond.
 - P O: où le roulement sur le fond est plus important que la suspension.
- . La zone O N: correspond à un dépôt transporté par roulement sur le fond.

2.2.4 Histogrammes des Qd ϕ de KRUMBEIN (1938), (Fig.6.4)

- La comparaison de la valeur du Qd ϕ (Tableau n°2) d'un échantillon avec ces histogrammes, permet d'avoir une première approche du milieu de dépôt de cet échantillon.

3 - Résultats et interprétations: (Tableau 6.2)

- La complexité du milieu de dépôt final nous a conduit à l'utilisation de plusieurs combinaisons des paramètres granulométriques.

3.1. Diagramme (Q1 - Md - Q3) de DOGLAS: (fig. 6.3)

Il révèle:

- la concentration des différents échantillons dans les classes granulométriques fines à très fines
- Le bon classement des sédiments
- une symétrie dominante des sédiments
- une asymétrie positive pour trois échantillons (7;11;14)

Coupes	Formation	Echantillons	MEAN			SORTING			SKEWNESS			KURTOSIS						
			Q ₁	Q ₃	C	M	Ø ₅₀	M ₅₀	X̄ _σ	S ₀	QdØ	σ̄	Sos	Sk	Sk _i	σCs	K _G	
TALLOUINE	FORMATION GREUSEUSE (F5)	Ta 24	108	225	500	140	2.83	2.62	2.79	1.44	0.529	-0.912	1.726	1.26	-0.466	-1.830	1.33	
		Ta 30	128	173	400	148	2.75	2.75	2.65	1.16	0.217	0.350	0.661	1	0.175	0.454	1.24	
		Ta 31 K	135	188	500	164	2.60	2.68	2.92	1.18	0.239	0.555	1.176	0.98	0.433	1.377	2.02	
		Ta 32	90	125	250	108	3.21	3.28	3.17	1.178	0.237	0.475	0.778	0.99	0.386	0.554	1.34	
		Ta 34	78	145	400	112	3.158	3.23	3.10	1.36	0.449	0.806	1.481	0.91	0.159	0.478	1.36	
		Ta 38	80	113	200	95	3.39	3.44	3.32	1.18	0.249	0.449	0.808	1	0.254	0.539	1.33	
		Ta 40	170	350	800	270	1.88	2.04	1.88	1.430	0.521	0.683	1.060	0.83	0.314	0.673	0.84	
		Ta 42	90	80	500	140	2.83	3.02	2.92	1.414	0.536	1.650	3.990	0.84	0.546	6.204	3.05	
		Ta 43	95	147	250	125	3	3.16	3.07	3.07	1.243	0.315	0.629	1.093	0.86	0.426	1.102	1.42
		Ta 44	128	195	400	170	2.55	2.61	2.51	1.170	0.229	0.370	0.695	0.96	0.294	0.451	1.24	
A. TAMLIL	F6	Ta 45	140	200	1000	170	2.55	2.57	2.48	1.190	0.257	0.515	1	1	0.163	0.560	1.59	
		Ta 50	360	1050	1600	780	0.35	0.89	1.16	1.701	0.702	1.370	2.281	0.61	0.58	2.68	0.90	
		Ta 51	137	290	800	173	2.53	2.30	2.51	1.450	0.541	0.726	1.169	1.03	-0.353	-0.608	0.88	
		Ta 53	232	493	400	350	1.51	1.59	1.85	1.450	0.450	0.805	1.420	0.93	0.300	1.240	1.07	
		Ta 54	182	310	500	242	2.04	2.08	1.76	1.300	0.383	0.603	1.904	0.96	0.201	0.668	1.16	
		AT 12	205	325	500	270	1.57	1.89	2.22	1.250	0.332	-0.706	1.569	0.91	0.890	2.320	0.68	
		AT 15	283	410	500	342	1.54	1.54	1.73	1.210	0.227	-0.413	0.716	0.99	0.150	0.121	1.09	
		AT F5 - F6	137	325	500	182	2.45	2.26	2.18	1.560	0.620	-0.750	1.103	1.28	-0.307	-0.620	0.72	
		AT F6.1	140	320	500	260	1.94	2.08	1.90	1.330	0.412	0.697	1.179	0.85	0.450	1.150	1.16	

Tableau 6.2: Résultats des indices calculés

et une négative pour deux échantillons (1 ; 18).

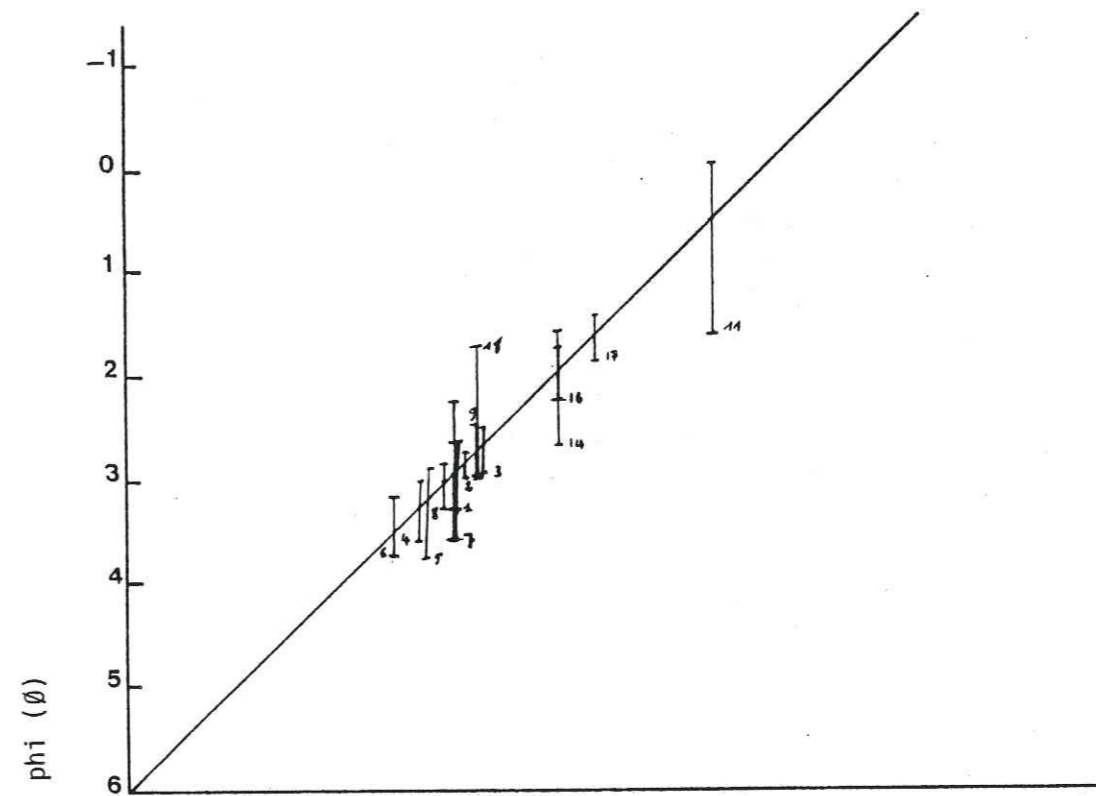


Fig. 6.3. Diagramme (M1 - Md - Q3) de DOUEGLAS

3.2. QdØ de KRUMBEIN

- La comparaison de QdØ de KRUMBEIN (Tableau n°2) avec les histogrammes de CAILLEUX, situés nos séiments dans les domaines marins et dunaires, avec quelques influences fuviatiles (Fig.6.4).

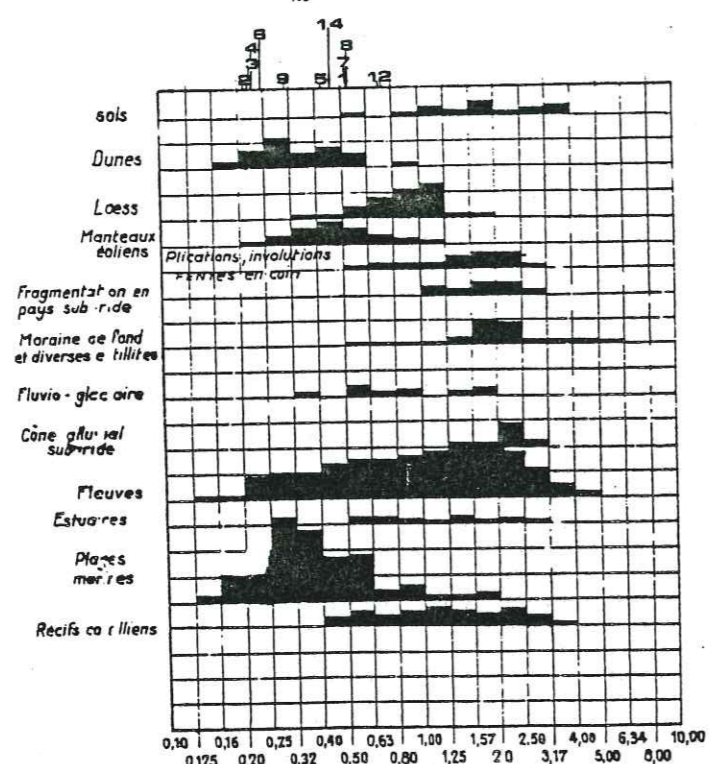


Fig. 6.4 : Place des échantillons dans le tableau des QdPhi de Krumbein

3.3. Diagramme (C - M) de PASSEGA

- Il montre que la majorité des sédiments a subi un transport par suspension gradé et roulement (fig. 6.5).

- Notons que la valeur $C_s = 190$ microns correspond à une profondeur maximale de 60 m (PASSEGA, 1963). Le transport par roulement caractérise les niveaux sommitaux de la formation gréseuse (F5).

Dans l'Ourika P.E. BIRON avait fait la même observations (1982);

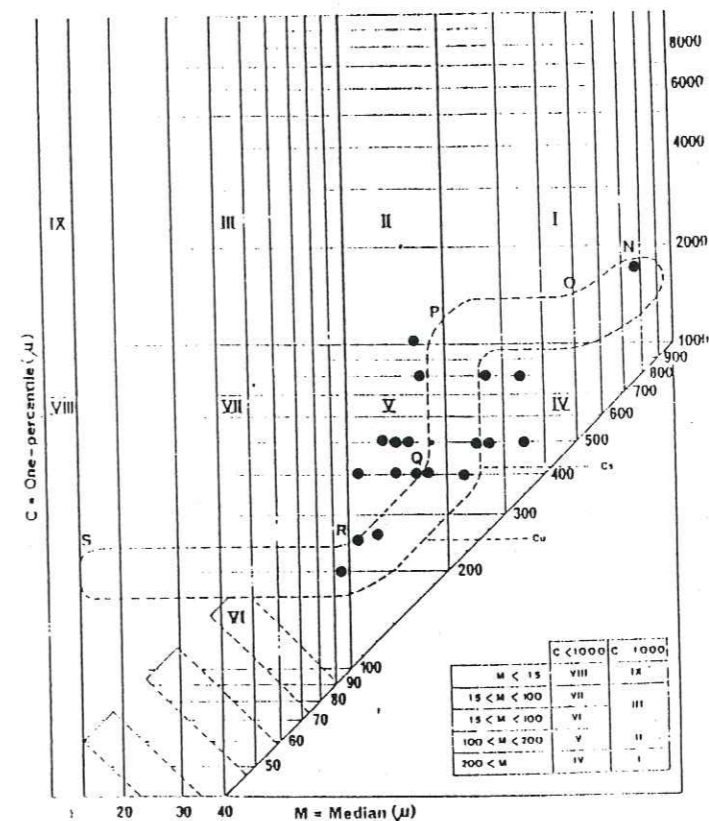


Fig. 6.5. Résultats du diagramme C - M

3.4 Courbes de fréquences:

- Pour chaque échantillon, les résultats granulométriques sont exprimés sous forme de trois courbes:

- la courbe des fréquences (ou pourcentages des poids) simples.
- la courbe des fréquences (ou pourcentages des poids) cumulées.
- la courbe des fréquences (ou pourcentages des poids) cumulées en unités de probabilités.

3.4.1. Courbes des fréquences simples:

3.4.1.1. Courbes unimodales (Ta30, 32, 45, et AT15)

- Ces courbes sont hautes et serrées, elles caractérisent des dépôts bien triés, matures, bien classés, de type marin (fig.

3.4.1.2. Courbes bimodales

- Elles présentent un mode principal important et un (ou plusieurs) mode (s) secondaire (s), de faible importance.

Cette légère bimodalité semble être liée à de légers remaniements

survenant après le dépôt et qui éliminent:

- soit des fractions fines, pouvant être enlevées par déflation éolienne et l'asymétrie correspondante est négative (Ta31, 38, 40, 50, 53, 54, AT12, ATF5/6 et ATF6.1).

- soit des particules grossières, par l'action des vagues; l'asymétrie correspondante est positive (Ta24, 34, 42, 51, ATF5/6).

Cette bimodalité s'accompagne parfois d'un étalement de la courbe qui peut, soit être important et marquer un dépôt fluviatile (Ta50), soit être léger et modifier une influence fluviatile en milieu littoral. (environnement deltaïque) (Ta20, 34, 40, 42, 53, 54; ATF5/6 et ATF6 1).

3.4.2. Courbes des fréquences cumulées en échelle arithmétique:

Dans leur grande majorité, les sédiments sont de type fin à très fins (Ta24, 31; 31; 32;...). Les médianes sont concentrées entre 2,5 ϕ et 3,25 ϕ .

La fraction fine est souvent absente ou rare; le sédiment demeure sableux et il possède une forte porosité.

La pente des courbes est forte, ce qui traduit le bon classement caractéristique d'un dépôt marin ou éolien. Ceci confirme les indications fournies par le sorting index de TRASK, le $Qd\phi$ de Krumbein, le *Skewness* de TRASK et le *Skewness indice* de FOLK et WARD (Tableau n°2). Les valeurs du S sont voisines de 1 ce qui caractérise un dépôt par excès de charge dans un milieu peu (ou pas) turbulent.

Les sédiments provenant du sommet de la "F5" et de la base de la "F6" (Ta50, 51, 53 et 54) sont plus grossiers de l'ordre de 0,5 ϕ à 1,5 ϕ , une pente des courbes plus faibles, un moins bon classement: les tendances fluviatiles sont nettes.

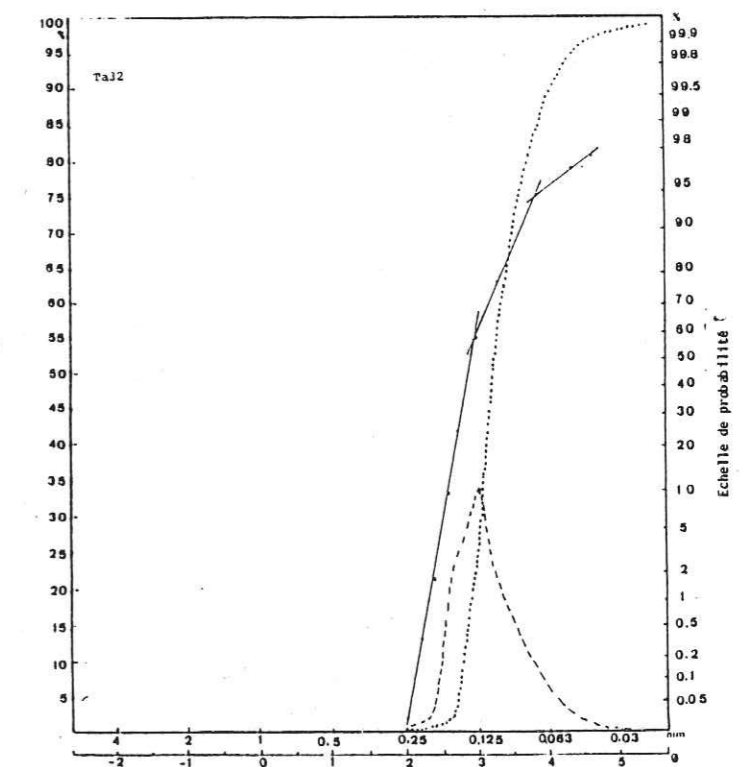
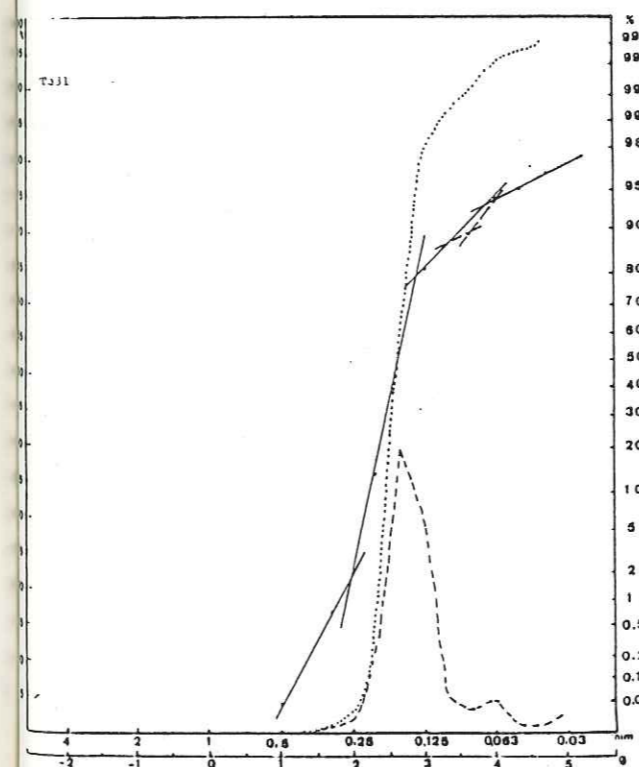
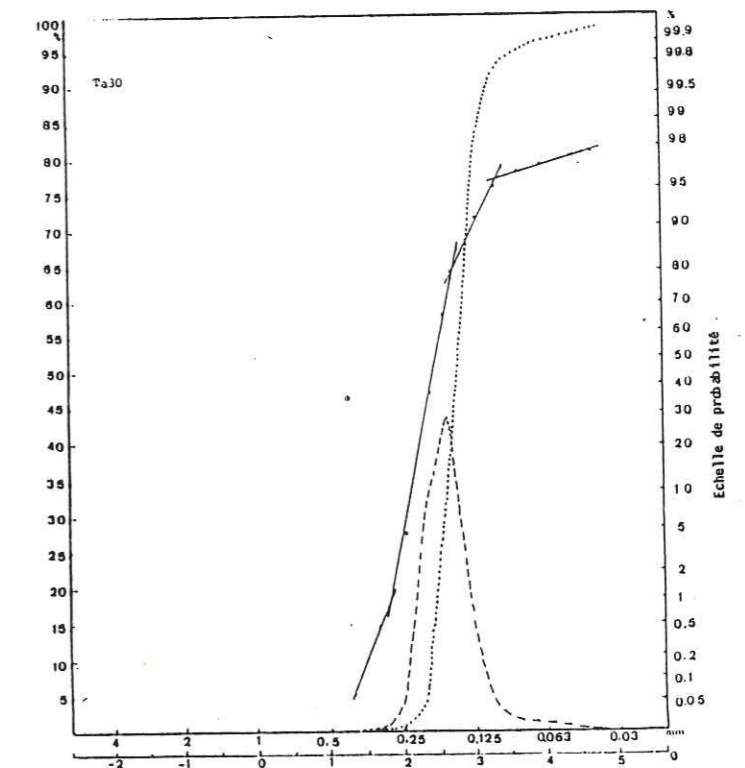
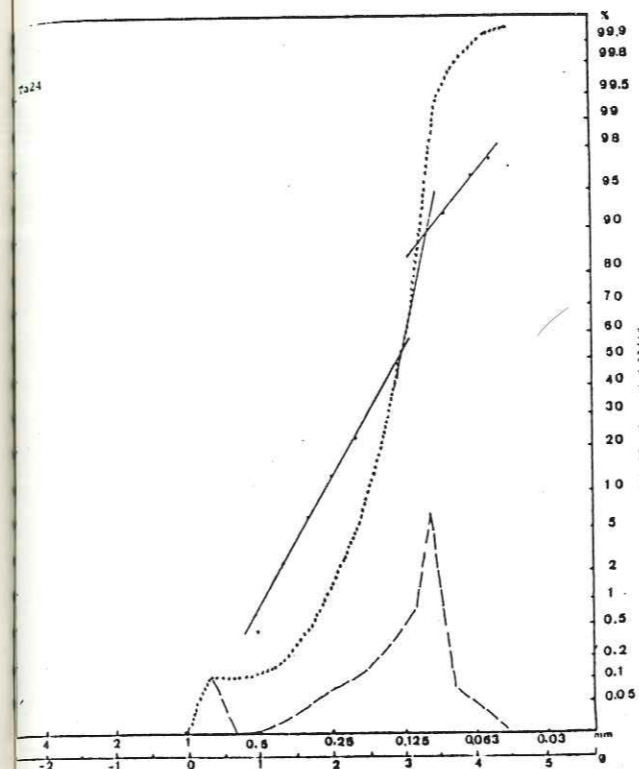
3.4.3. Courbes des fréquences cumulées en unité de probabilité:

Elles permettent de distinguer:

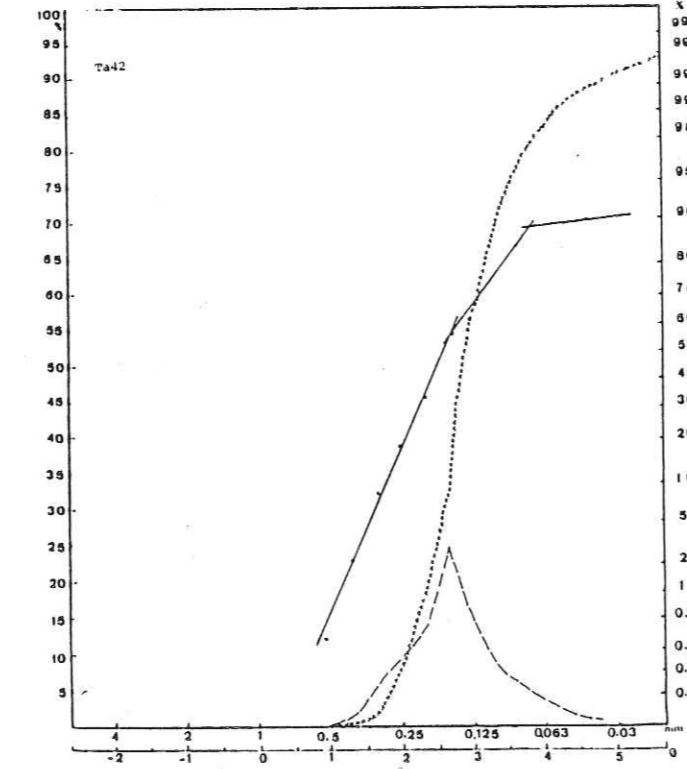
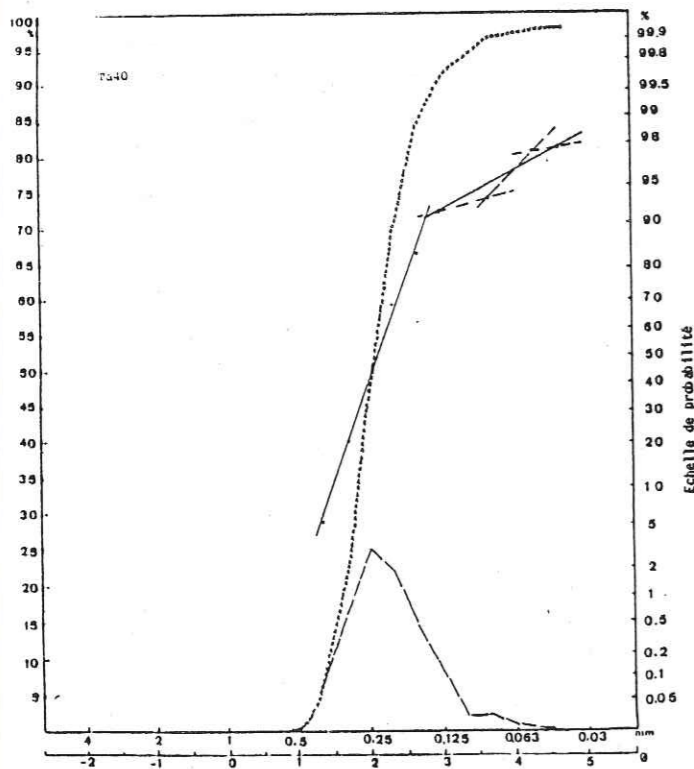
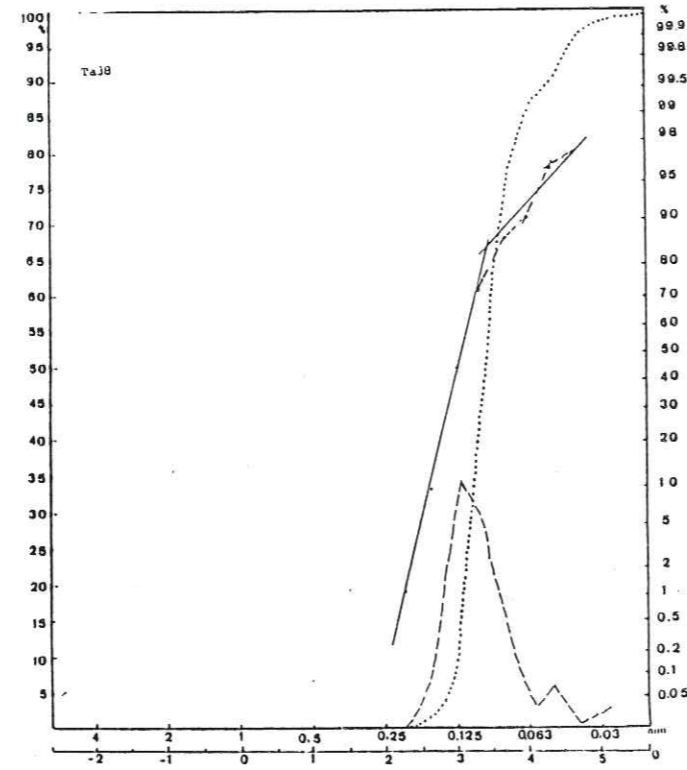
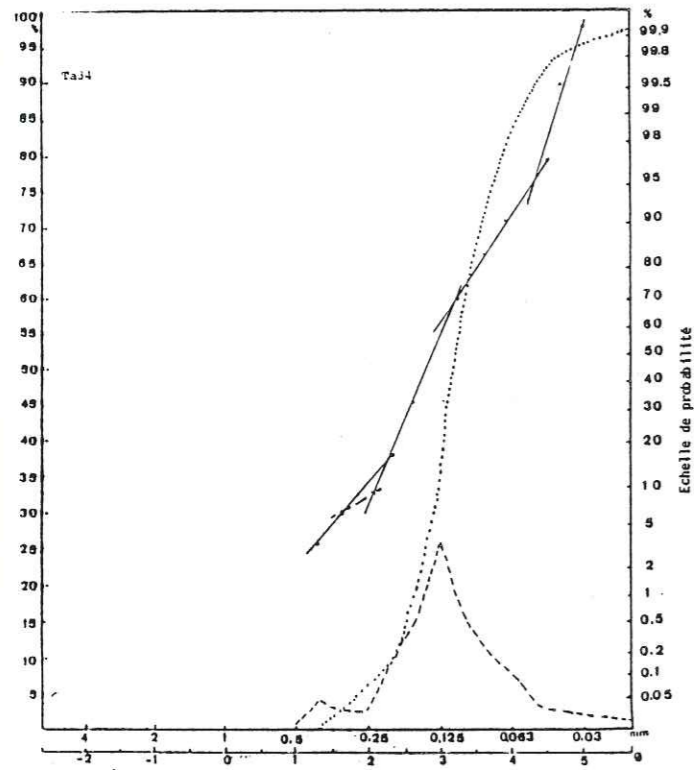
- Des sables fluviatiles (Ta38, 40, 43, 50; AT15) caractérisés par deux populations:

- . une population fine, transportée par suspension
- . une population moyenne, transportée par saltation

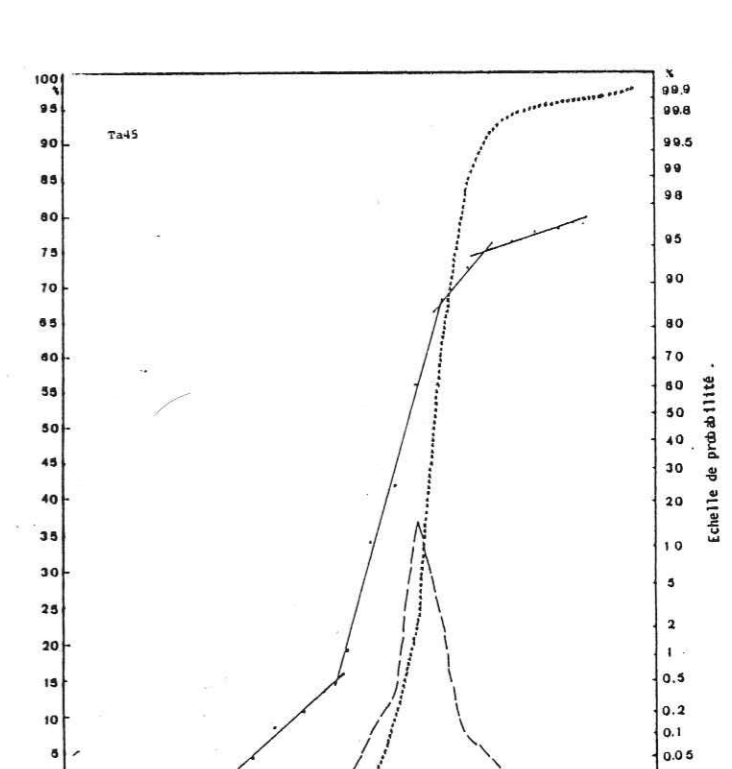
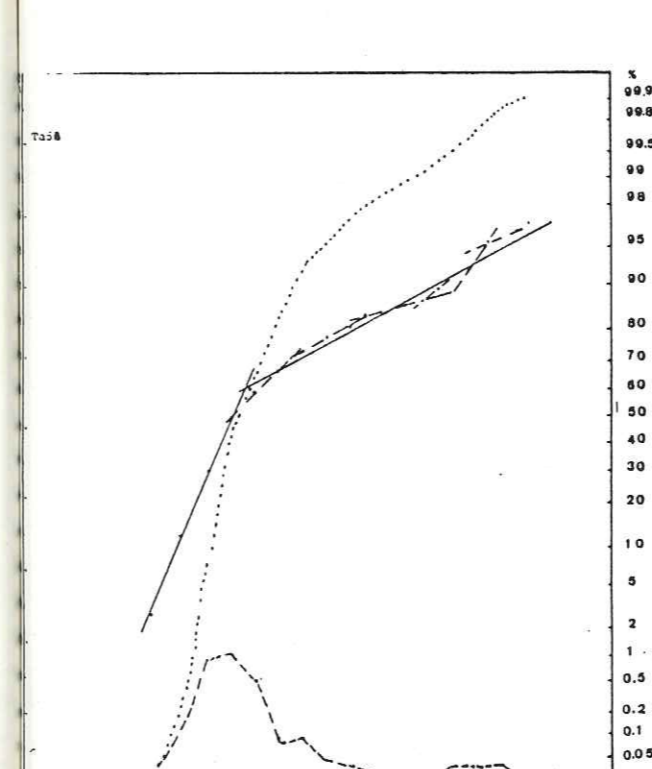
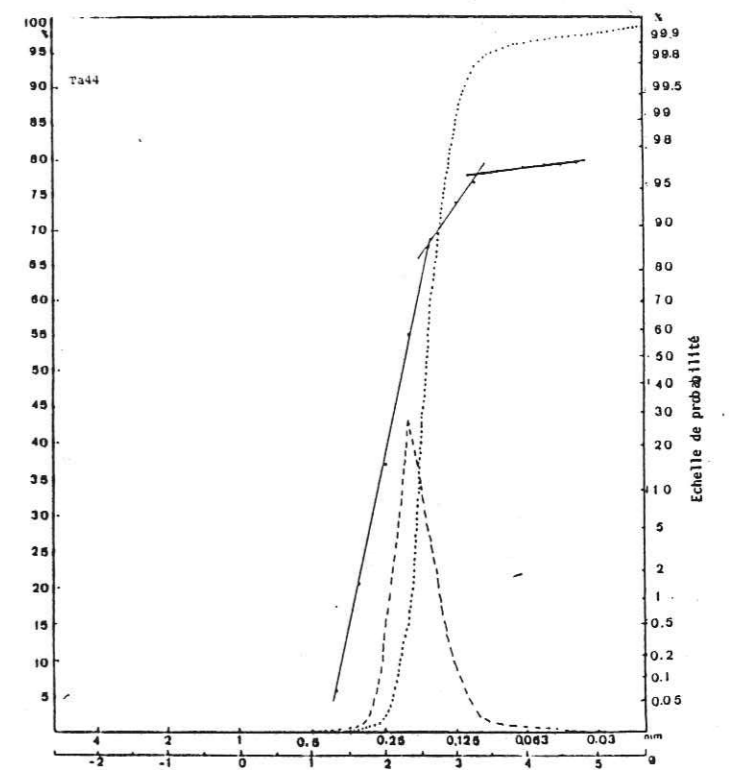
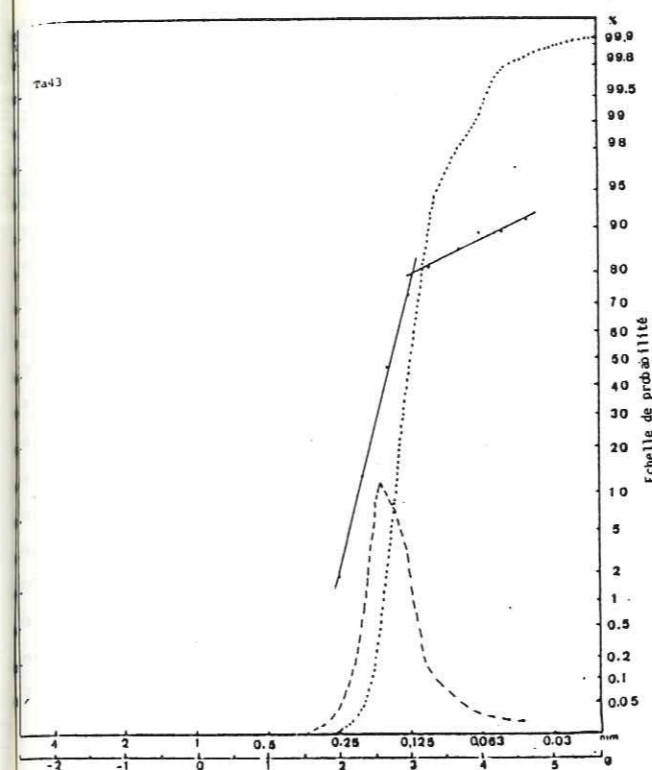
- Des sables de plages marines (Ta24, 30, 31, 45, 51) caractérisés par trois ou quatre populations:



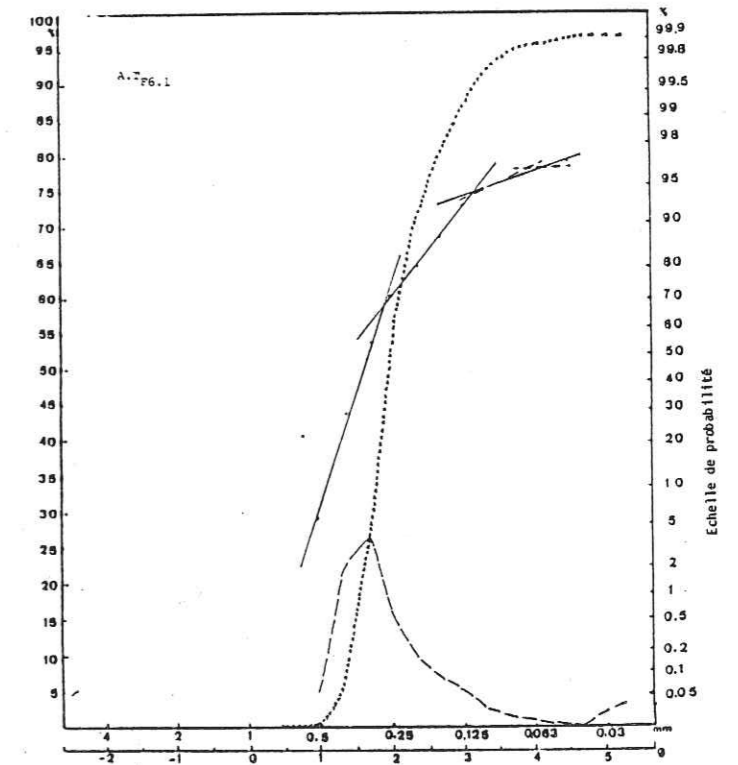
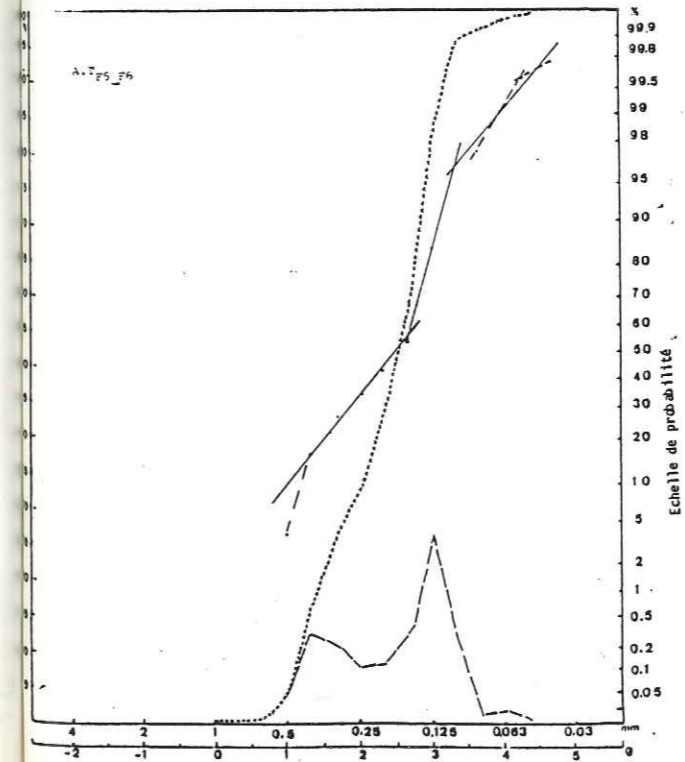
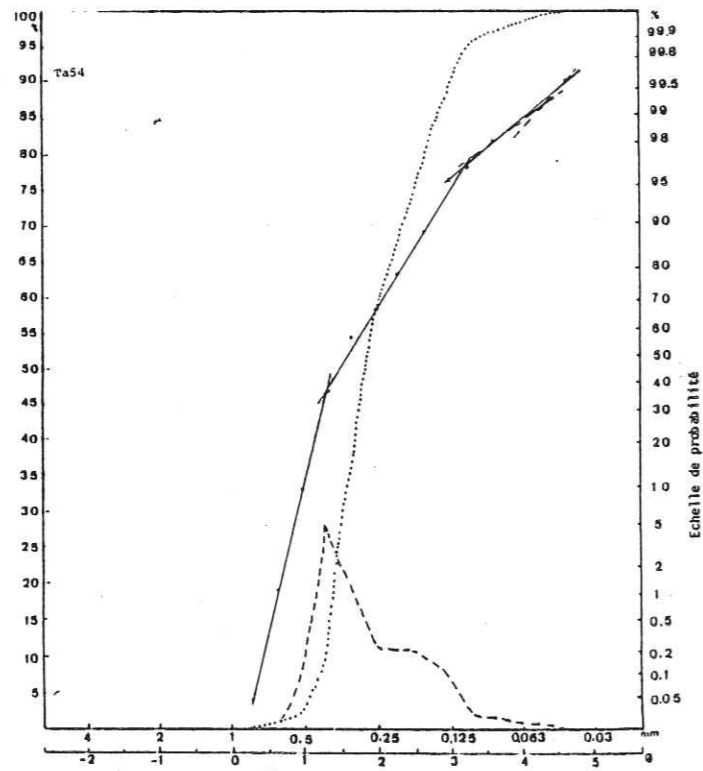
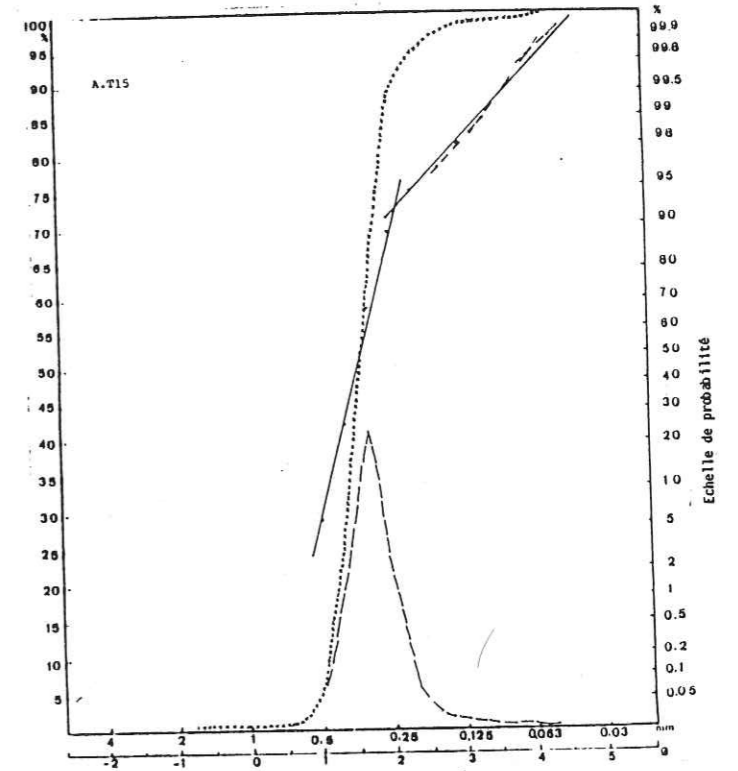
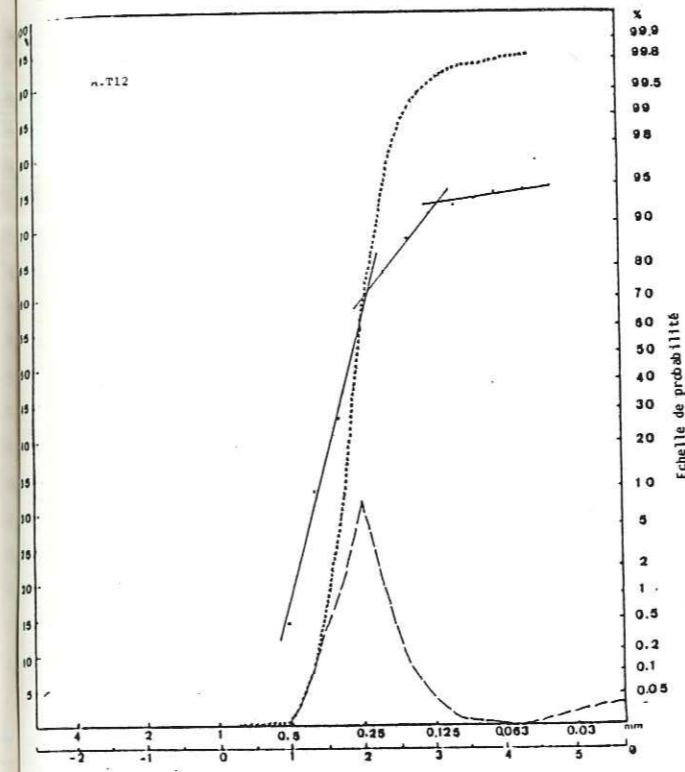
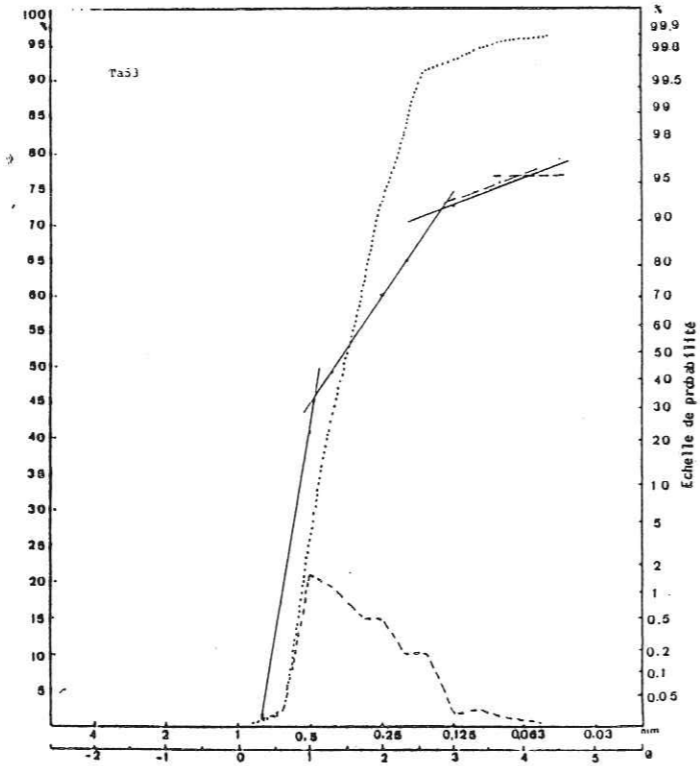
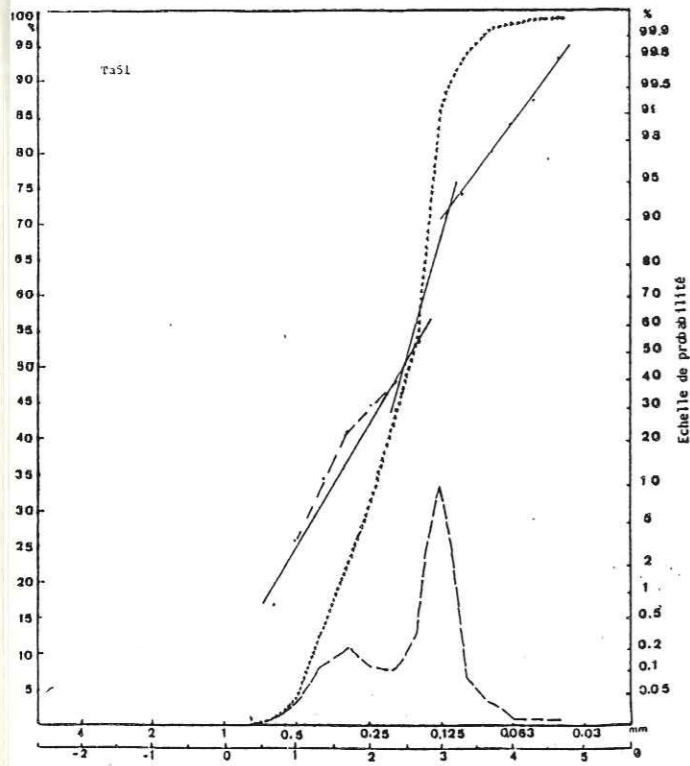
Courbes granulométriques



Courbes granulométriques



Courbes granulométriques



Courbes granulométriques

Courbes granulométriques

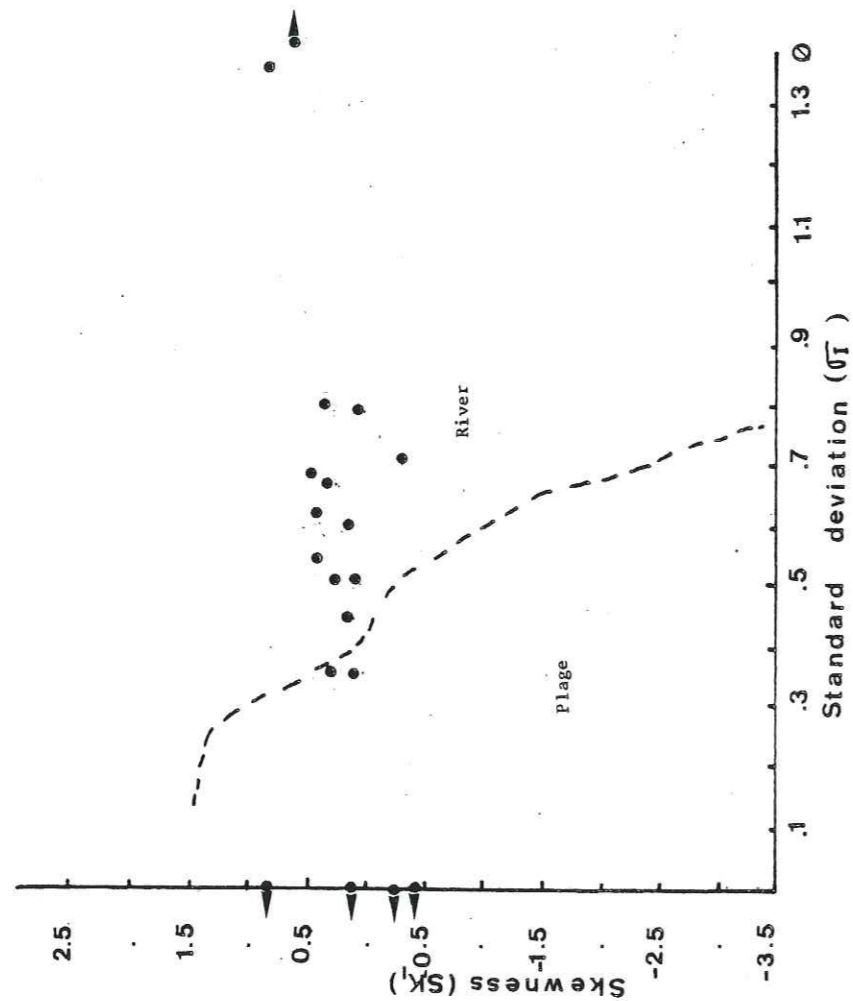


Fig. 6. Relation: Standard déviation et Skewness (G.M. FRIEDMAN, 1967)
Coupe de Taliouine (F).

. une population fine transportée par suspension et assez mal classée.

. deux populations moyennes, bien classées; transportées par saltation. Cette dualité résulte du va-et-vient des vagues et elle caractérise le milieu médiolittoral.

. une population grossière, mal classée, transportée par roulement sur le fond.

- Des sables d'environnements mixtes (Ta32, 44, 53, 54; ATF5/6 et ATF6.1). Ces dépôts présentent trois types de population; ils résultent probablement de deux types de transports différents:

- une population transportée par suspension;
- les deux autres caractérisant un transport par saltation;
- une partie de la courbe, correspondant à un transport par roulement, est absente.

Conclusion:

Il s'agit d'un apport fluvial (absence de la fraction transportée par roulement) ramanié au moment du dépôt par le va et vient des vagues, phénomène qui génère une double population transportée par saltation; ceci évoque incontestablement un environnement deltaïque.

Remarque:

Sur certaines courbes (Ta31, 34, 38, 40,) les points réels de la courbe ont été reliés entretetés; ce tracé à l'avantage de refléter les légers remaniements postérieurs au dépôt traduits par les petits modes secondaires des courbes d'ordonnées simples correspondantes.

3.5. Diagrammes de FRIEDMAN et conclusion à l'étude granulométrique

. Combinaison du mean (MS) avec le Skewness (SKI) (Fig. 6.7): la majorité de nos sédiments est située dans le secteur des dunes. Les échantillons (Ta24, 51, 53, et ATF5/6) se rangent dans le secteur "plage".

. La combinaison du standard déviation (\sqrt{I}) avec le Skewness (SKI) (Fig. 6.6) montre qu'une partie du sédiment est située dans le secteur "rivière" et une autre partie dans le secteur "plage".

. La combinaison du simple sorting measure (SOS) avec le simple

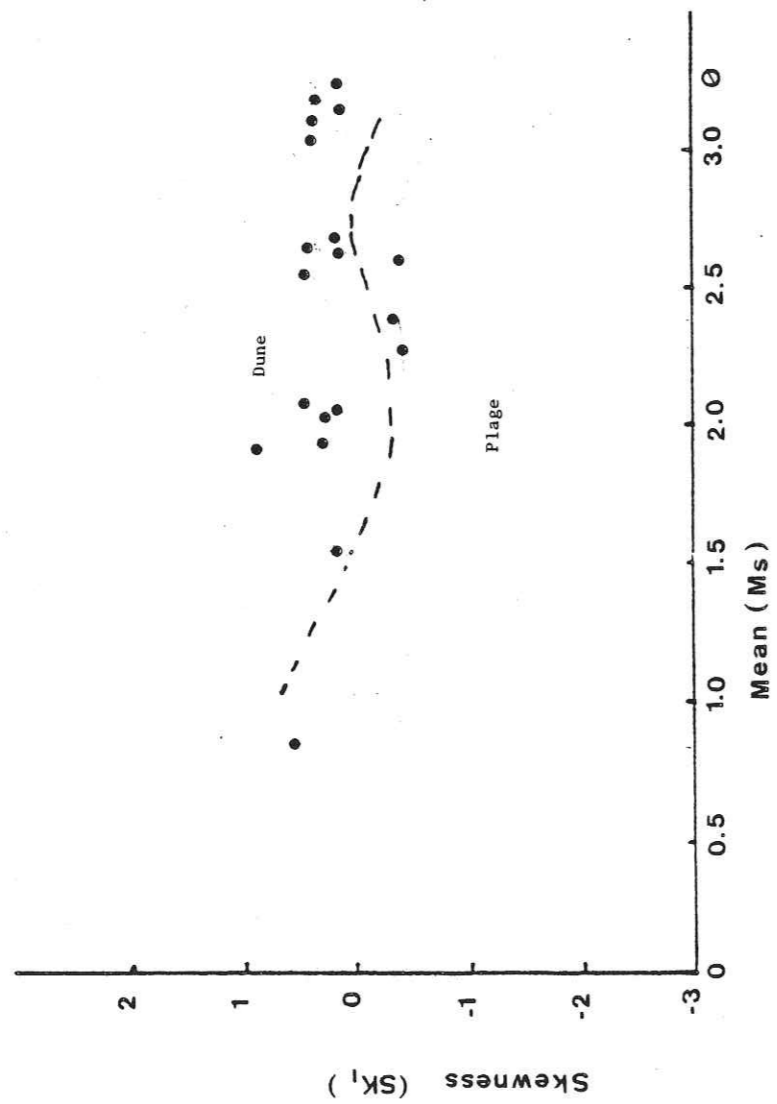


Fig. 6.7. : Relation Mean et Skewness (G.M. FRIEDMAN, 1967)
Coupe de Taliouine (F).

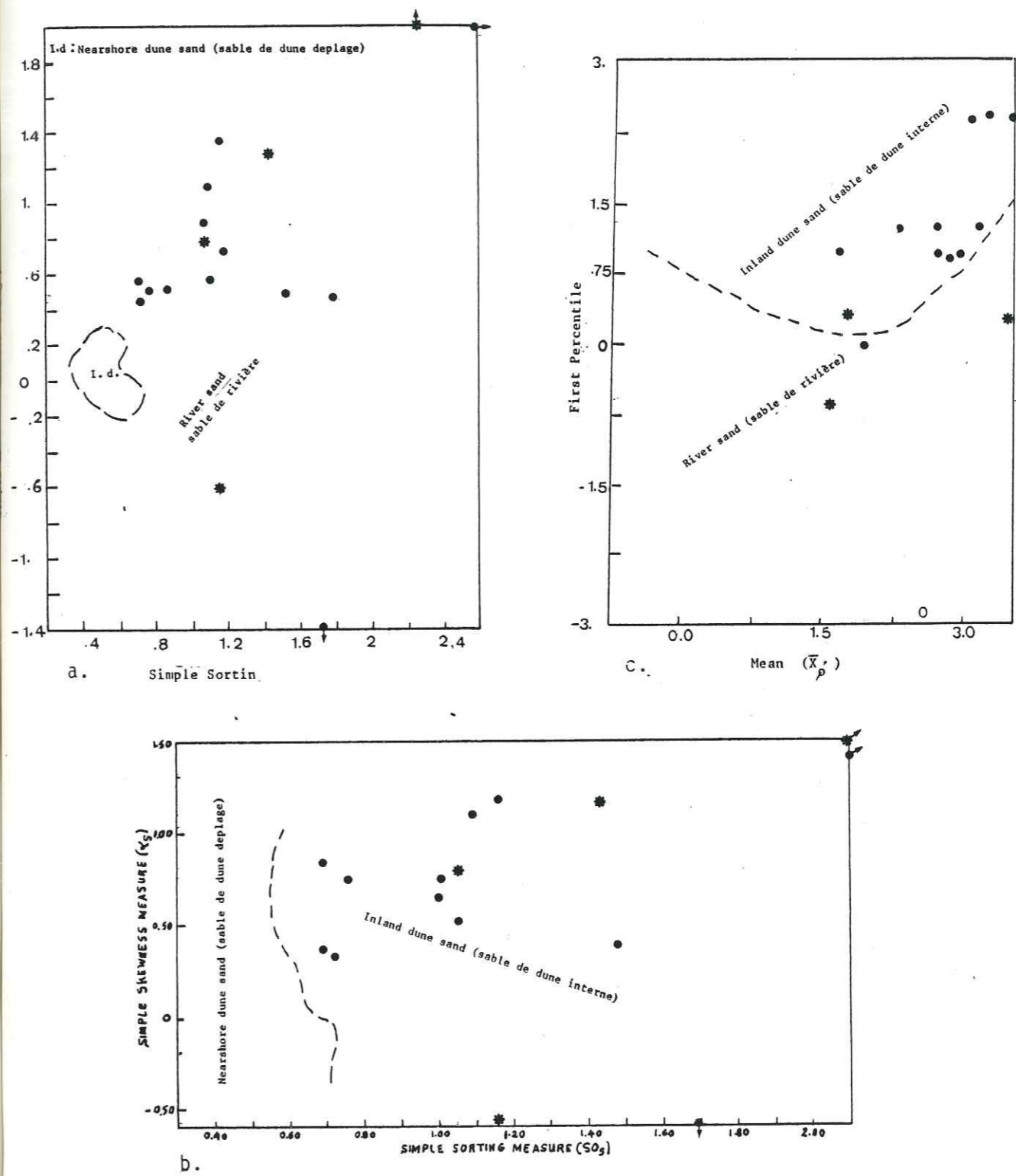


Fig. 6.8 : a et b. Relations Simple Sorting measure et Simple Skewness measure. (G.M. FRIEDMAN 1967)

c. Relation Mean et First Percentile. (G.M. FRIEDMAN 1979).

Coupe Taliouine (F)

Skewness measure (αS), : les sédiments sont situés soit dans la "plagè" (fig.6.8a) soit dans la zone des dunes internes (fig.6.8b).

. Combinaison du premier moment (\bar{X}) avec le premier percentile (C) (Fig. 6.8.c): la majorité des sédiments est située dans le dunaire interne;

quelques échantillons (Ta45, 50, 54), de la formation gréseuse (F5) et la base gréseuse de la formation des Silts supérieurs (F6), sont situés dans le "fluviatile".

. Le diagramme résultant de la combinaison de (\sqrt{I}) avec le mean (MS) (Fig. 6.9) résume parfaitement ce qui précède: nous sommes donc dans une zone littorale deltaïque (Fig. \sqrt{I}/MS).

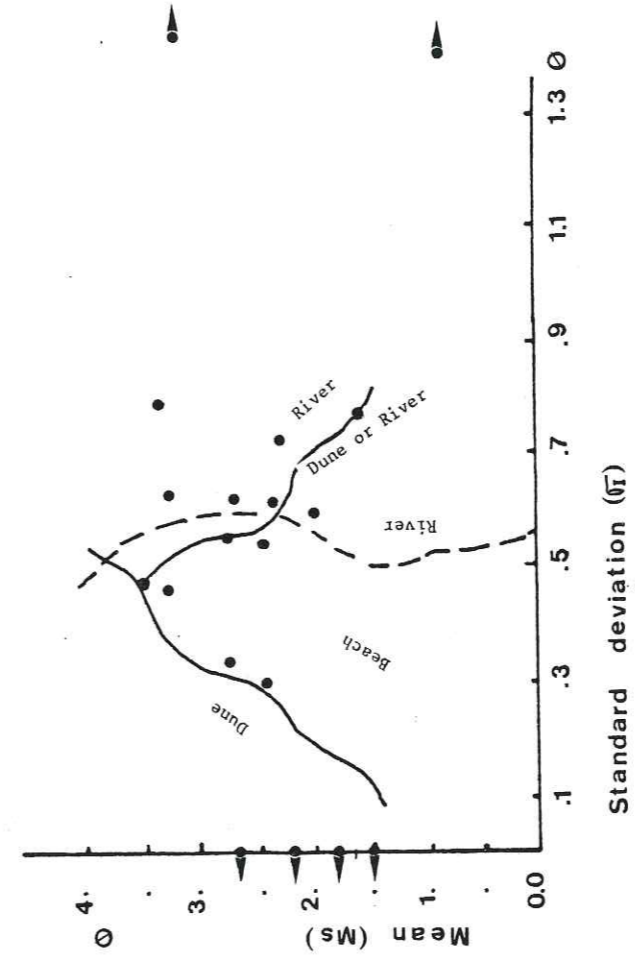


Fig. 6.9. : Relation Standard deviation et Mean
(G.M. FRIEDMAN 1967)
Coupe Italienne (F)

CHAPITRE 7 : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

7.1 Pétrographie et minéralogie des argiles , des grès et des conglomérats

7.1.1 Méthodes:

a- sur le terrain:

- observation de l'échantillon à l'oeil nu
- observation de l'échantillon sous la loupe
- action de l'acide chlorhydrique
- coloration à l'alizarine

b- Au laboratoire

- coloration de lames minces non couvertes
- . à l'alizarine et au ferro-cyanure de potassium, afin de différencier entre calcite et dolomite ferrifère.
- . Au chlorure de baryum et à l'amarante qui colore les feldspaths potassiques en jaune et les feldspaths plagioclases en rouge pourpre.

- Analyses par diffractométrie X de la roche totale d'une part et de la fraction inférieure à deux microns.
- Préparation des minéraux en grain par séparation densimétrique
- Etude au microscope optique (Fig.7.1 et 7.2).

7.1.2 - Résultats

a - Sur le terrain: On se reportera aux descriptions des chapitres 1 et 8.

b - Au laboratoire

La formation F1

. Les galets des conglomérats sont des: grès calcaires , des quartzites, des shistes paléozoïques et de rares éléments volcaniques précambriens. La matrice est grés-argilo-ferrugineuse à grains de quartz monocristallins et limpides, leur forme est irrégulière et leur émoussé généralement très faible.

Eléments observés	●	●	●	●	●	○	○
1, 2 et 3	$X > 80\%$	$80 > X > 60$	$60 > X > 40$	$40 > X > 20$	$20 > X > 10$	$10 > X > 5$	$5 > X$
4 à 16 et 20 à 23 puis 30 à 32	Très abondant	Abondant	Moyennement abondant	Plus abondant	Faiblement abondant	Très peu abondant	Presqu' inexistant
17 à 19 et 24 à 29, 31	Très important	Important	Moyennement à peu	Peu important	Faiblement important	Très peu important	Presqu' inexistant

Légende des figures 7.1 et 7.2

N°ERO DECHANTILLON	Eelements étudiés	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33																																		
		QUARTZ	FELD. K	FELD. PLAGIO	ARGILES	MINERAUX LOURDS	OXYDES DE FER	DOLOMITTE	CALCITE	CHLORITE	DEB. ROCHES VOL.	DEB. ROCHES SEDIM.	QUARTZ VOLC.	FELD. ALTERES	OOLITES FER.	GLOBULES	SPHEROLITES	SILICIFICATIONS	EPIGENIE CALC.	EPIGENIE DOLOM.	MATRICE	CIMENT	MICRITE	SPARITE	ATTACHE QIZ	SPHERICITE QIZ	DIAP. MAX. QIZ	DO. PLAGES	DO. CRISTAUX	GRANULOMETRIE	BIODLASTES	REMANIEMENT	MICRO-TEXT	MAGM		
F6	ATF4																																			
	ATHF6.6																																			
	ATHF6.1																																			
	ATHF5-F6																																			
	ATH49																																			
	ATH48																																			
	ATH42																																			
	ATH38																																			
F5c	ATH31																																			
	ATH28																																			
	ATH26																																			
	ATH25																																			
	ATH22																																			
F5b	ATH18																																			
	ATH16																																			
	ATH15																																			
	ATH14																																			
	ATH13																																			
	ATH12																																			
F5a	ATH11																																			
	ATH10																																			
F4	ATH9																																			
	ATH8																																			
	ATD12																																			
	ATD9																																			
	ATD8																																			
F3	ATD4																																			
	ATD1																																			
	ATH7																																			
F2	ATH6																																			
	ATH5																																			
F1	ATH2																																			
	ATH1																																			

Figure 7.1 : Résultats de l'étude microscopique (Coupe d'Ait Tamllil)

- La formation F2: Elle est constituée d'un ensemble silteux monotone dont la composition minéralogique est réduite à des grains de quartz (de diamètre compris entre 0.063 et 0.2 mm) à des argiles et à des oxydes de fer. Les quartz sont monocristallins et limpides; les argiles sont composées essentiellement d'illite ouverte, de traces d'interstratifiés (I.M.) et de chlorite.

- La formation F3:

Son étude microscopique et chimique montre:

. Sa richesse en galets et fragments de roches volcaniques typiques à textures caractéristiques. On y reconnaît:

- La texture pseudoperlitique, la texture vitroclastique, la texture microlitique, la texture felsitique et la texture granophyrique. Ces différentes textures caractérisent les roches volcaniques et hypovolcaniques (J.P. BARD, 1980) et ont été décrites dans les séries volcaniques du Précambrien supérieur anti-atlasique (G. CHOUBERT, 1963) et dans celles du Haut Atlas de Marrakech (S. BAOUCH, 1983).

. Des grains de quartz de tailles (0.1 à 1.5 cm) et de forme très variées: irrégulière, faiblement émousée ou sphérique. L'altération est importante, allant parfois jusqu'à la disparition totale du grain (ch. 8)

. Des feldspaths ont été observés dans le flanc sud seulement et sont souvent réduits à l'état de fantôme (Fig:8.3b). Ce sont généralement des feldspaths potassiques. Il disparaissent totalement dans le flanc nord.

. Ces éléments sont emballés dans une matrice silto-argileuse épigénisée par des carbonates (cf. ch.9).

- La formation F4, silto-argileuse et colorée en rouge par des oxydes de fer (hématite et magnétite) est exclusivement composée de microquartz anguleux et d'illite ouverte.

- La formation F5 est un ensemble monotone de grès plus ou moins silicifiés en grès quartzite (fig: 8.5) et de silts semblables à ceux de la formation F4. Constituant 87% de l'ensemble les quartz sont usés à très usés, puis nourris et cimentés par de la silice (cf. Ch.9). Les feldspaths sont généralement défaut dans cette formation. Quelques indices de néoformation albitique ont été détectés par diffractométrie et rarement au microscope, dans la série du flanc Nord. Les fragments de

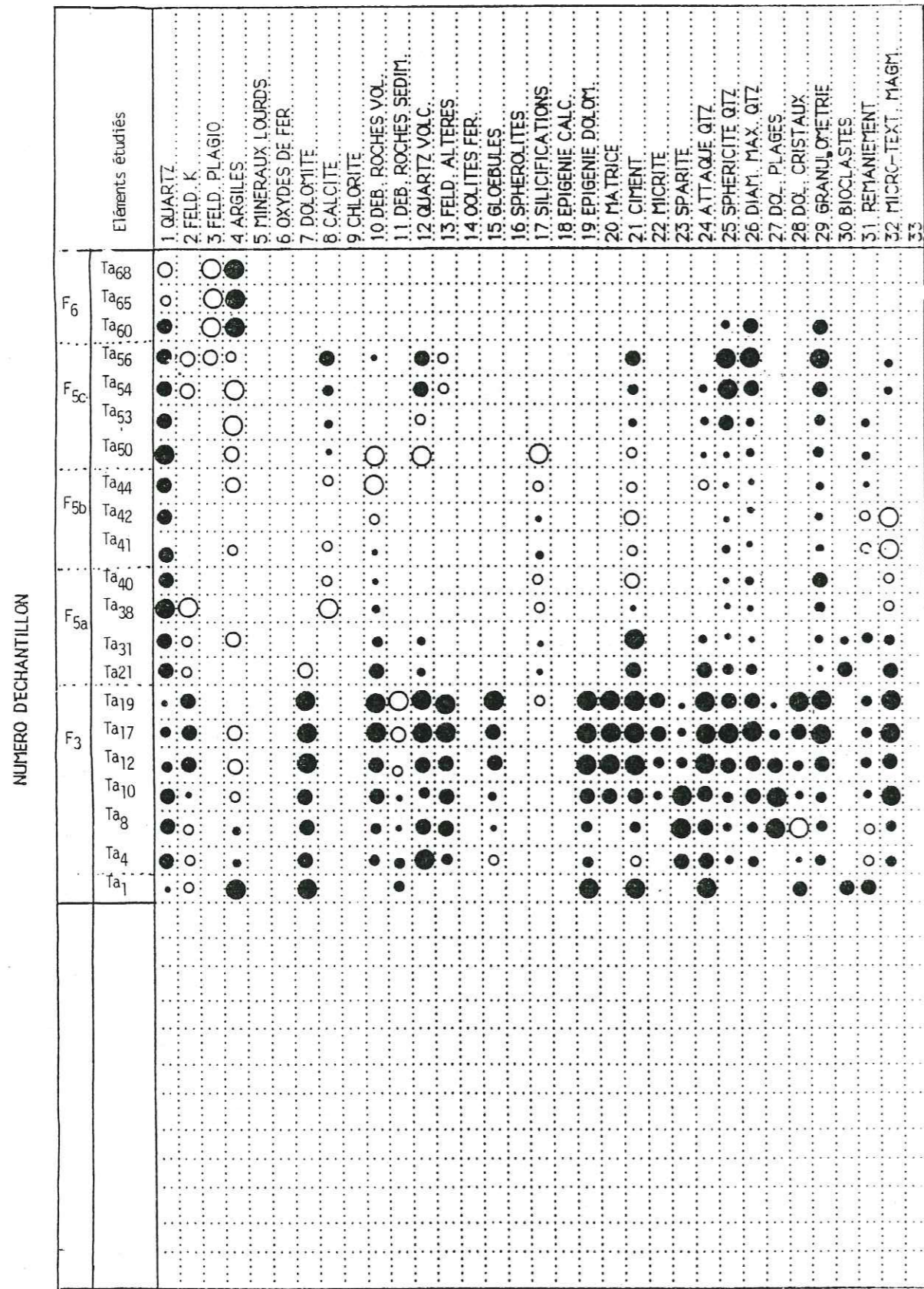


Figure 7.2: Résultats de l'étude microscopique (Coupe F. Taliouine)

roches volcaniques qui étaient abondants dans la formation F3, n'existent plus ici qu'à l'état de rares microfragments très altérés attestant de la disparition progressive de ce type de matériel

- La formation F6, argilo-silteuse et colorée en rouge par des oxydes de fer (hématite et magnétite) est composée de microquartz anguleux, d'illite ouverte et des traces de kaolinite, dans sa partie supérieure.

- Etude minéralogique (R.X): cette étude a été faite sur la roche totale (grès ou silts) et sur la fraction fine (inférieure à 2 microns).

. Pour la silice, elle confirme les résultats du microscope.

. Pour les argiles, la composition minéralogique est monotone tout au long de la série, y compris dans les niveaux à croutes carbonatées de la formation F3: elle est composée de plus de 85% d'illites ouverte, de faibles indices d'interstratifiés, très peu de chlorites (F1 et F2) et de rares traces de kaolinite vers le sommet de la formation F6.

Une étude pétrographique et minéralogique de cette série et des phénomènes de diagenèse et d'épigenèse qui l'accompagne fait l'objet de travaux en cours.

7.2 Minéraux lourds

7.2.1 Introduction

Notre étude des minéraux lourds a pour but de caractériser l'origine du matériel détritique et de préciser la nature et la localisation des roches mères.

7.2.2 Méthode :

Elle est celle exposée par , entre eux , A. VATAN (1967), A. PARFENOFF, C. POMEROL, J. TOURENQ (1970).

7.2.3 Faits:

La série permo-triasique du Haut Atlas Central est pauvre en minéraux lourds: 1 à 3% de non ferromagnésiens.

5 à 10% de ferromagnésiens.

La fraction non ferromagnésienne est constituée de:

- zircon (0,5 à 1,5%)
- apatite (0,3 à 1%)
- tourmaline (0,1 à 0,4%)
- rutile (0,08 à 0,1%)
- de rares grains de staurotide

La plupart de ces minéraux présents sont très usés.

Ces deux caractères (faible représentation et forte usure) reflètent bien l'importance du transport et des phases de remaniement tout en tenant compte des modifications subies par le cortège minéralogique, dès les premières phases d'altération de la roche mère, jusqu'à son dépôt.

VAN ANDEL (1959) cite les facteurs entraînant ces modifications:

- a) l'altération superficielle subie par la roche mère avant son érosion.
- b) l'abrasion du matériel érodé pendant son transport
- c) le tri durant le transport

d) l'altération superficielle du dépôt, avant son enfouissement ainsi que les problèmes de dissolution par circulation et faible enfouissement.

e) Enfin, les altérations superficielles après la mise à l'affleurement du sédiment.

Quand j'ai fait l'inventaire de chacune des séries, j'ai observé l'action de tous ces facteurs dans le permo-trias du Haut Atlas Central, et particulièrement les phénomènes de remaniement et d'altération in situ. Il en résulte évidemment de tout ceci, en plus de la très faible représentativité des minéraux lourds dans les sédiments étudiés, des difficultés pour préciser la nature du cortège initial de la ou des roches-mères. C'est pourquoi j'ai utilisé la méthode de la typologie des zircons (J. P. PUPIN, 1976) rencontrés dans les sédiments.

Cette technique étant encore peu connue au Maroc, j'en résume ci-après la méthode:

7.3 - TYPOLOGIE DES ZIRCONS

7.3.1 - La méthode

a- But: Au départ, l'application des données morphologiques des zircons ne concernait que la pétrographie endogène (J.P. PUPIN et al., 1972). Par la suite elle a été étendue aux roches volcaniques, puis aux roches métamorphiques, enfin aux roches sédimentaires (J.P. PUPIN, 1976; S. JEAN, 1985).

Nous avons utilisé cette méthode pour définir la nature des provinces pétrographiques responsables de l'alimentation de notre bassin.

b - Principe:

C'est de reconnaître et de définir les différentes faces pyramidales et prismatiques afin de positionner le grain ainsi déterminer dans la case correspondante de la grille définie par J.P. PUPIN et G. TURCO (1972).

7.3.2 - Technique de préparation d'un échantillon

. Broyage de l'échantillon (500g): dans le cas d'une roche consolidée, on concasse l'échantillon à l'aide d'un broyeur

à machoires puis on utilise (de préférence) le broyeur à anneaux.
 . Tamisage du broyat, de préférence sous l'eau. On conserve uniquement la fraction entre 0,050 microns et 0,160 microns.

. Séparation densimétrique au bromoforme (d=2,87) et récupération de la fraction lourde (de densité supérieure à 2,87).

. Séparation électromagnétique de la fraction lourde avec un séparateur isodynamique FRANZ, réglé avec les paramètres suivants:

- l'angle $\alpha = 15^\circ$
- le basculement: $L = 25^\circ$
- intensité: on fait quatre passages avec une intensité croissante de (0,4-0,6-1,7) ampères. On isole ainsi une fraction non magnétique qui contient les grains de zircons quand ils existent dans l'échantillon.

. Eventuellement, séparation densimétrique par l'iodure de méthylène (d=3,32) dans le cas où la fraction recueillie est très riche en apatite qui gênerait la détermination des zircons: on ne retient que la fraction de densité supérieure à 3,32 qui contient les zircons (d=4,2 à 4,7).

. Montage de la fraction recueillie entre lame et lamelle, au baume du canada.

7.3.3 - Etude de la population de zircons: les diagrammes (IA-IT)

Cent cristaux entiers au minimum pris au hasard, sont étudiés. La détermination est menée au microscope optique polarisant, à fort grossissement (10x25 ou 10x40) et avec l'utilisation de la lentille convergente. L'utilisation concomitante du condensateur et de la mise au point est nécessaire afin d'arriver à mettre en relief les limites des prismes et des pyramides du grain.

Ainsi on obtient, pour chaque échantillon, une répartition des grains déterminés dans la grille en diagramme (IA, IT) (fig. 7.3).

Exemple: (Ta56) de grain types déterminés dans un échantillon:

Types	S7	S12	S13	S17	S18	S19	S20	24
nombre de grains	2	5	6	4	2	2	3	2

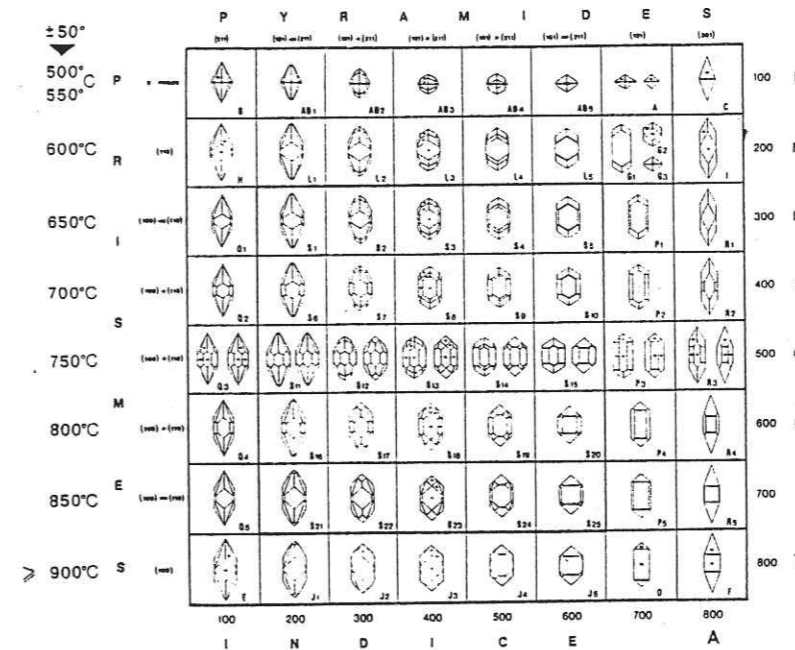


Figure 7.3: Ensembles des types et sous-types de la classification typologique des zircons et les indices géothermiques correspondants (I.A)= indice d'alcalinité (I.T)= indice de température

. Pourcentages:

. On les calcule par rapport au nombre des grains comptés, puis on les porte sur le diagramme (I.A, I.T) (Fig.) (I.A) et (I.T) sont deux indices définis par PUPIN et TURCO (1972 b) pour obtenir des comparaisons plus précises. L'indice "A" ou "indice d'alcalinité" correspond au développement des faces pyramidales (principalement: 1a (101), 1a (211) et 1a (301).

L'indice "T" ou "indice des température" correspond au développement relatif des prismes.

Une population de grains de zircons sera donc définis par:

$$\bar{I.A} = \frac{\sum I.A}{n} \quad I.A \times n \quad I.A = 100$$

I.A = indice correspondant à la colonne verticale envisagée (entre 100 et 800)

$n_{I.A}$ = pourcentage de zircons déterminés dans cette colonne et appartenant à la population étudiée, recalculée sur 100

$$\bar{I.T} = \frac{\sum I.T \times n_{I.T}}{n} \quad I.T = 100$$

I.T. = indice correspondant à la colonne horizontale envisagée (entre 100 et 800).

$n_{I.T}$ = pourcentage de zircons déterminés dans cette colonne et appartenant à la population étudiée recalculée sur 100 ($\sum n_{I.T} = 1$).

Ces indices définissent la distribution moyenne d'une population de zircons, homogène d'une roche, par le point moyen de coordonnées (I.A., I.T).

Dans un même diagramme on peut avoir la répartition des différents échantillons provenant d'un même massif ou d'une même unité géologique.

Application de ces indices: Reprenant l'exemple de l'échantillon Ta56).

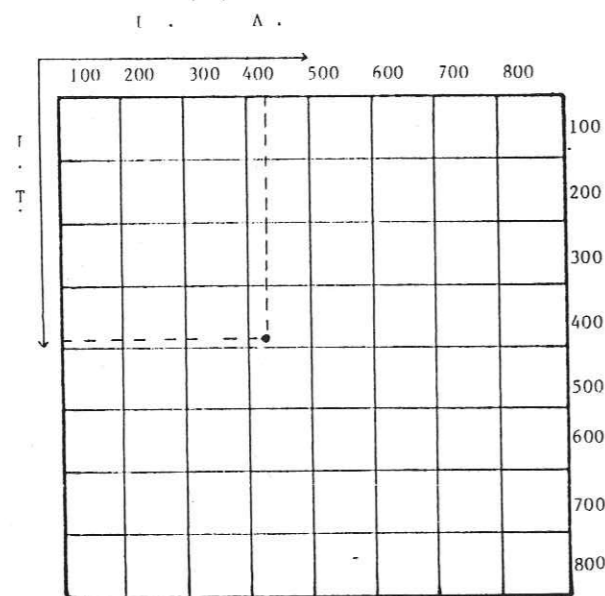
$$\begin{aligned} \overline{I.A.} &= (300 \times \frac{0,07}{26} \times 148) + (400 \times \frac{0,05}{26} \times 148) + (500 \times \frac{0,03}{26} \times 148) \\ &+ (600 \times \frac{0,02}{26} \times 148) = 387 \quad \overline{I.A.} = 387 \end{aligned}$$

Avec: . (300; 400; 500 et 600) = indices A. de la colonne verticale

. $(\frac{0,07}{26} \times 148)$; $(\frac{0,05}{26} \times 148)$; ... fréquences des sous-types de cette colonne.

$$\begin{aligned} \overline{I.T.} &= (400 \times \frac{0,013}{26} \times 148) + (500 \times \frac{0,07}{26} \times 148) + (600 \times \frac{0,07}{26} \times 148) + \\ &(700 \times \frac{0,013}{26}) = 440 \quad \overline{I.T.} = 440 \end{aligned}$$

L'échantillon Ta56 est de point moyen de coordonnées ($\overline{I.A.}$; $\overline{I.T.}$) = (387; 440) qui est reploté sur le diagramme (I.A., I.T) et il caractérise la population de cet échantillon (Fig 7.4).



" Les lettres A et T ont été choisies car elles correspondent aux facteurs du milieu de cristallisation qui, à la lumière de ce travail paraissent exercer une influence majeure sur le dévelop-

p-ment relatif des pyramides (Agpaïcité, secondairement alcalinité, acidité) et des prismes (température). Je conserve volontairement les appellations I.A. et I.T. (indice A et indice T) pour désigner ces paramètres car, les représenter simplement par les lettres A et T risquerait rapidement de les assimiler, par excès, à ces facteurs majeurs. Ceci doit absolument être évité, car le rôle respectif de ces facteurs n'a été émis que comme hypothèse la plus plausible, alors que ces indices représentent réellement et respectivement les développements relatifs des faces pyramidales et prismatiques des zircons" (J. PUPIN, 1976)

7.3.4- Autres caractères étudiés chez le zircon

La méthode de la typologie des zircons permet de tirer un maximum de conclusions de l'étude d'une population d'un échantillon pris au hasard dans un massif; mais elle doit, obligatoirement être complétée par celle des autres caractères pour renforcer la validité des conclusions. Ces caractères sont les suivants:

1 - Qualité des formes cristallines:

Selon le degré et la

qualité des formes, les cristaux seront considérés comme:

- . automorphe: cristal à faces planes et arêtes aigues
- . subautomorphe: cristal dont les angles des faces sont émoussés. Les cristaux de zircons appartenant à ces deux types de formes sont généralement facilement déterminables typologiquement.
- . arrondie: cristal à faces prismatiques planes, mais à faces pyramidales arrondies. Ce type de zircon est difficilement identifiable du point de vue typologie.
- . subovoïde: cristal de zircon à faces très arrondies avec possibilité de l'orienter cristallographiquement en lumière polarisée. Ces zircons sont très peu ou pas déterminables.
- . ovoïdes: sa forme xénomorphe empêche toute possibilité de reconnaissance des faces, ainsi que toute possibilité d'orientation cristallographique: sa détermination est donc impossible.

2 - Couleur:

Le caractère couleur est très variable. Il est très difficile de caractériser telle ou telle série de roches par la couleur de ses zircons. Néanmoins, il a été remarqué (PUPIN,

1976) que les zircons primaires de roches magmatiques récentes sont généralement incolores ou colorés dans les rose ou rouge. La métamictisation, entraîne l'apparition de teintes sombres. Il est donc difficile de relier couleur et âge des cristaux (I.M. LIPOVA et E.I. SEMENOV, 1972 PUPIN, 1976)

3. Groupements cristallins

Leur abondance est particulièrement accentuée dans les roches volcaniques, mais existent dans la quasi-totalité des populations de zircons des roches endogènes. Leur fréquence peut fournir des renseignements sur les conditions du milieu de croissance des grains.

PUPIN (1976), les a subdivisés en quatre types fondamentaux.

- Groupement pyramidal: - Les individus sont accolés par certaines de leurs faces pyramidales.

Groupement prismatique: - Les individus sont accolés par certaines de leurs faces prismatiques.

- Groupement oblique: - Les individus sont dans une position quelconque et leur axes (\vec{c}) font entre eux un angle différent de zéro.

Groupement multiple: - Est formé de plus de deux individus dont la position des axes (\vec{c}) est quelconque.

4 - Problèmes de croissances:

. Surcroissances: Elles correspondent à un recouvrement tardif, partiel ou même total du cristal de zircon. Ce matériel tardif est riche en éléments traces, voire même plus hydraté (R. CARUBA et al., 1975) ce qui facilite une métamictisation progressive dans le temps.

. Excroissances: Elles sont peu fréquentes, claires et correspondent à une croissance épitactique de xénotine. On les rencontre particulièrement dans les roches gréseuses de milieux deltaïques et chez des zircons de granite.

Gradins de croissances: Ils sont rencontrés dans des zircons de roches éruptives et certaines pégnatites. Ils peuvent être en reliefs ou en creux.

. Lacunes de croissances: Elles peuvent être de formes diverses, et sont rencontrées dans les roches volcaniques.

. Corrosion: Le zircon est sujet à la corrosion magmatique (P. AMSTRONG, 1922), on peut donc rencontrer des zircons arrondis ou ovoïde dans une roche magmatique, sans subir une altération climatique ou un transport.

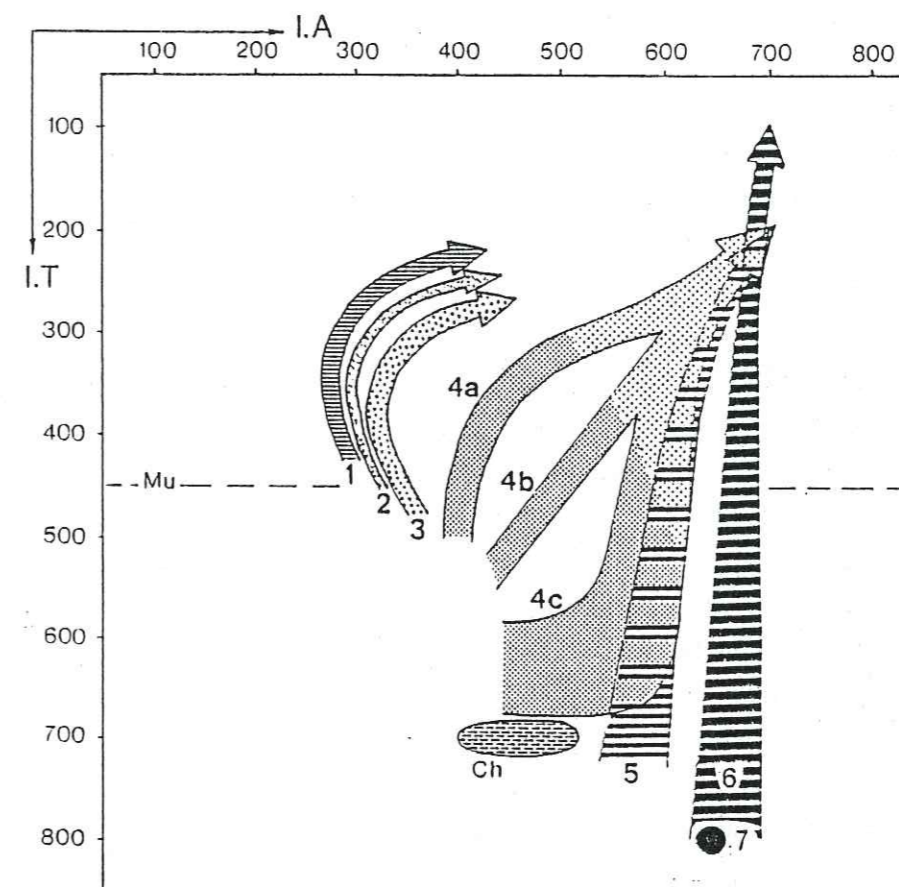


Figure 7.5 : Distribution des points moyens et des tendances des évolutions typologiques (T.E.T.) des populations de zircons

- 1= Champ des granites alumineux
- 2= Champ des monzogranites et granodiorites
- 3= Champ des monzogranites alumineux
- 4 a, b, c= Champ des granites des séries calco-alcalines
- 5= Champ des granites des séries sub-alcalines
- 6= Champ des granites des séries alcalines
- 7= Champ des granites des séries tholéitiques
- Ch= Champ des Charnekites.

(J.P. PUPIN, 1980)

. Zonage:

Il est très fréquent dans les zircons des granites anciens (PUPIN et al., 1970; PUPIN, 1976), il traduit le caractère rythmique dans la cristallisation.

. Noyaux: Ils correspondent à des reliques de matériel ancien (cristal ou fragment arrondi ou autre) ayant servi de germe à une nouvelle croissance. Ce sont des résidus d'anatéxie à grande échelle, ou d'assimilation de l'encaissant au pourtour des massifs intrusifs (PUPIN, 1976).

. Altérations:

La métamictisation progressive, d'un cristal de zircon, entraîne une baisse de sa densité (4,7 à 3,9) et de la biréfringence, mais c'est une argumentation sur sa richesse en radioactivité.

. Fracturation:

L'existence de fractures dans les zircons résulte des différentes tensions qu'ils ont subies au cours de leur histoire (L.N. GUPTA, 1967.) et non de leur clivage qui est très faible.

. Inclusions: Elles sont très fréquentes, et variées, chez les zircons (solides, vitreuses ou cristallisées, fluides,...).

7.3.5 - Etude des échantillons du Permo-Trias du Haut Atlas

7.3.5.1 - Introduction

Cette étude a été menée en grande partie au cours d'un stage effectué au laboratoire de pétrologie de l'Université de Nice et sous la direction de J.P. PUPIN. Je le remercie d'avoir bien voulu m'aider à observer mes échantillons et discuter mes résultats.

7.3.5.2 - Brefs rappels

Dans les roches magmatiques acides, à défaut d'analyses chimiques, l'étude de la typologie des zircons fournit d'intéressantes informations sur la pétrogenèse et les relations génétiques des termes considérés (J.P. PUPIN et G. TURCO, 1981) et la distinction des séries magmatiques génétiques (J.P. PUPIN, 1980) (Fig: 7.5).

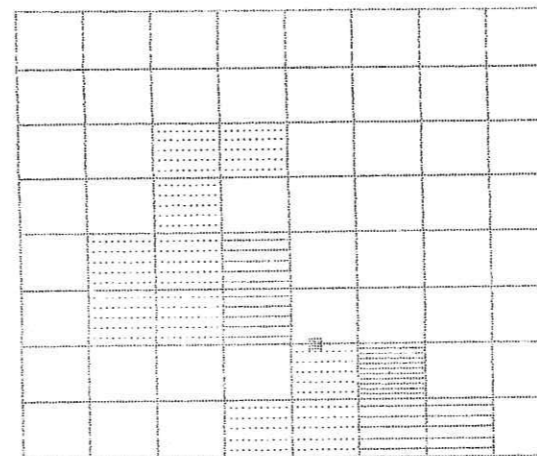
Dans les roches métamorphiques, les zircons sont surtout hérités de roches préexistantes (magmatiques, métamorphiques ou

TYPOLOGIE DES ZIRCONS

ETUDE D'UNE POPULATION

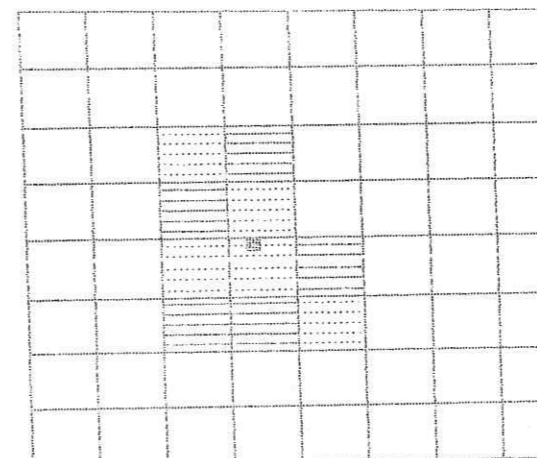
REF.échantillon.....TA 26
 Nature.....GRES
 Lieu de prelevement.....MAROC
 Nombre de zircons comptés...136
 Nombre d'indeterminés.....114

A=499 T=652



REF.échantillon.....TA 44
 Nature.....GRES
 Lieu de prelevement.....MAROC
 Nombre de zircons comptés...127
 Nombre d'indeterminés.....97

A=398 T=467

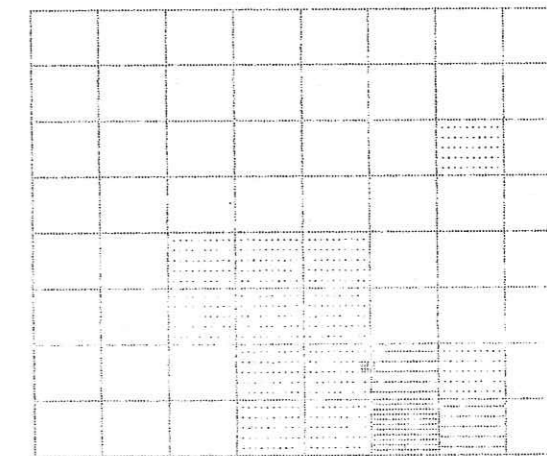


TYPOLOGIE DES ZIRCONS

ETUDE D'UNE POPULATION

REF.échantillon.....TALF3. SUPER.
 Nature.....GRES
 Lieu de prelevement.....MAROC
 Nombre de zircons comptés...173
 Nombre d'indeterminés.....108

A=547 T=693



REF.échantillon.....TA 42
 Nature.....GRES
 Lieu de prelevement.....MAROC
 Nombre de zircons comptés...224
 Nombre d'indeterminés.....180

A=477 T=608

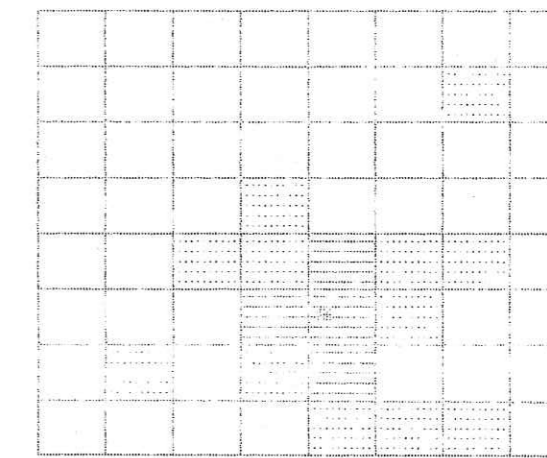
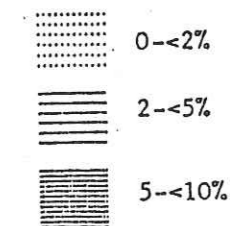


Fig.7.6: Exemples de résultats obtenus de l'étude de la distribution typologique des zircons dans les grès de la coupe F de Taliouine



sédimentaires). Dans la plupart des cas, les zircons résistent jusqu'à la migmatisation (600 à 650°C) (J.P. PUPIN et G. TURCO, 1972 ; J.L. PUPIN, 1976) puis recristallisent, aboutissant ainsi à des types caractéristiques (PUPIN et TURCO, 1974 b, c; PUPIN, 1976; M. ALINAT et al., 1979, SEYLER et al., 1975).

Dans les roches sédimentaires, le grain de zircon est connu pour sa résistance aux différents facteurs d'érosion physico-chimiques (chocs, corrosion, etc...): Le zircon est donc un bon traceur sédimentologique jouant le rôle d'un excellent fichier d'informations, :

- . sur l'origine et la nature des sources distributrices du matériel détritique,

- . sur le mode de transport:

Associée à celle des paléocourants, l'étude de la typologie des zircons d'une série sédimentaire, permet de localiser la/les roches mères des particules détritiques.

Cette étude permet aussi de distinguer l'existence d'une polygénie du sédiment, grâce à la distribution des "sous-populations" des grains de zircon (S. JEAN, 1985) dont la proportion des caractères morphologiques contribue à la reconstitution des massifs d'apport; l'étude des grès d'Annot (J.P. PUPIN et S. JEAN, in S. JEAN, 1985) en fournit un bon exemple. Ainsi l'étude et la connaissance des populations des zircons du sédiment fournit à elle seule d'excellentes informations (J.P. PUPIN, 1976; J.P. PUPIN et G. TURCO, 1981; S. JEAN, 1985). Une bonne connaissance des populations de zircon des roches "mères" régionales est importante à obtenir car elle permet de distinguer ces résultats.

7.3.5.3 - Les faits et les interprétations (Fig.7.6 et 7.7.)

Une vingtaine d'échantillons de grès ont fait l'objet d'analyses typologiques de zircon (soit au total 3600 grains de zircon) mais seulement une moyenne de 25,3 grains par échantillon ont pu être déterminés, répartis dans toute la série à l'exception de la moitié inférieure de la formation F3 où les zircons sont totalement défaut; résultat identique à celui obtenu de l'étude des grains de zircon de certains échantillons prélevés dans les complexes des rhyolites de TIZGUI ILLANE (cf. carte géol. du Maroc,

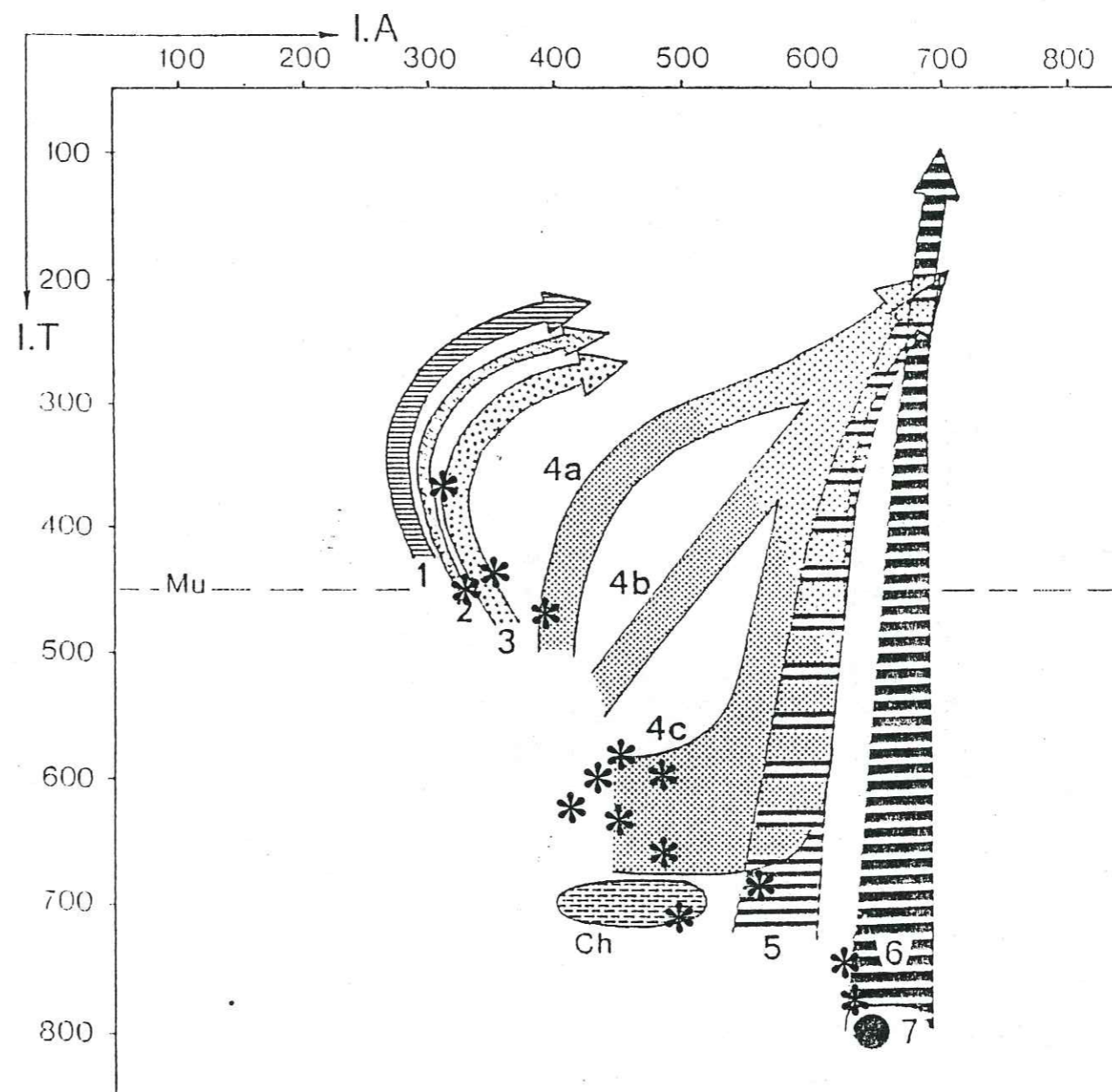


Fig.7.7: Positionnement sur le diagramme I.A. et I.T. des points moyens des populations étudiées dans les grès de la série permo-triasique du Haut-Atlas Central

feuille de l'Anti-Atlas Central et de la zone synclinal de Ourzazat au 1/200.000).

L'étude obtenue des grains de zircon déterminables a permis l'individualisation d'un champ de répartition du point moyeu, compris entre les coordonnées: \bar{IA} (390 et 547)

IT (467 et 714)

Dans ce champ le type S domine largement dans les échantillons qui sont issus de la formation F5, et principalement ceux des membres F5b et F5c.

Les sous-types U19, U24, T5, T11 et K1 sont rencontrés dans les échantillons issus de la partie inférieure de la série (F3 et F5a).

La nette répartition des populations sur la diagonale SE-NW du diagramme montre leur appartenance à plusieurs domaines parmi ceux (Fig:7.5) définis par J.P. PUPIN (1980):

- . domaine des séries alcalines et roches associées
- . domaine des séries calco-alcalines et subalcalines
- . domaines des séries migmatiques et anatéxitiques.

Les populations de zircons appartenant au domaine des roches alcalines et roches associées sont fréquentes dans les échantillons qui sont issus de la partie inférieure de la série (Fig: 76 éch: Ta15; Ta20 et Ta26) de la coupe F de Taliouine.

Les populations de zircons, appartenant au domaine des roches migmatiques et anatéxitiques, sont plutôt fréquentes dans la partie supérieure de la série (Fig: 8.4 . Ta48, Ta51 et ATF5-F6)

Les populations appartenant au domaine des roches calco-alcalines peuvent, soit cohabiter avec les deux ensembles précédents, c'est le cas observé dans les échantillons (Ta38, Ta43 et AT14), soit être représentants exclusifs dans certains niveaux du membre F5b, tel le cas des échantillons (Ta39 et Ta41).

L'analyse des différents caractères des grains de zircon étudiés (cf. page) fournit les faits suivants:

- Les grains des populations des zircons, du pôle inférieur de la grille (série des roches alcalines et associées) sont caractérisés par:

- . une automorphie de la forme
- . une couleur limpide
- . une forme étirée
- . de faibles inclusions alignées dans la zone axiale

de certains grains.

. la présence dans certains cas, d'un zonage discret

. la rareté voire même l'absence de groupements cristallins.

Les grains des populations de zircons du pôle supérieur de la grille (séries migmatiques et associées) (échantillons Ta43, Ta' et ATF5-F6, sont caractérisées par:

. La faible fréquence, voire même l'inexistence, des formes automorphes.

. une couleur brune ou rosâtre

. une forte fréquence des cristaux trapus

. une grande fréquence de la présence de noyaux qui correspondent à des reliques pouvant être soit des taches poussiéreuses, soit des petits zircons centraux : ce qui témoigne de la reprise d'un matériel ancien.

L'observation d'une différence entre la typologie du zircon-noyau, souvent de type G et celle du grain total qui est souvent de type S.

. une abondance de grains marqués par un ^{degré} de métamictisation ^{élevé}, indice d'une ancienneté de l'origine du grain et de sa richesse en uranium (com. or. de J.P. PUPIN).

. une pauvreté en inclusions

. une rareté des indices de surcroissance

- Les grains des populations de zircons localisés dans la partie médiane de la grille (série calco-alcaline et subalcalines) (éch: Ta38, Ta43; AT14) sont caractérisés par:

. un mélange de formes automorphes, subautomorphes et des formes usées,

. un mélange de formes avec nucléi et de formes sans nucléi :

. un mélange de formes incolores et d'autres colorées en rose ou en brun.

. de fréquentes lacunes de cristallisation: caractère volcanique (PUPIN, 1976 et com. oral.).

. un fort pourcentage de grains cassés, ce caractère étant probablement dû à la présence de lacunes de cristallisation et au transport.

. une richesse en inclusions vitreuses, canaliculaires ou baguettes d'apatite et parfois la présence de cristaux "négatifs" (J.P. PUPIN, com. or.).

- Un grand nombre de ces grains porte des traces de chocs qui témoignent d'un épisode éolien.

Tous ces faits nous autorisent à proposer une hypothèse sur l'origine du matériel détritique:

- La majorité des échantillons présente une trimodalité très nette de la distribution des populations; l'importance relative de chaque mode varie avec les échantillons. Ainsi nous avons:

- . un champs des populations de zircons, situé dans le pôle inférieur de la grille, caractéristique des séries alcalines et roches associées telles qu'elles ont été définies par PUPIN et TURCO (1972) puis PUPIN (1976; 1980),

- . Un champs des populations de zircons situés dans la partie gauche du pôle supérieur de la grille caractéristique des séries migmatitiques et anatéxitiques de PUPIN (1980) ou ce qu'on qualifie encore d'origine sialique (PUPIN et TURCO, 1981), avec une nette dominance des sources d'origine métamorphique.

- . Un champs des populations de zircons situé dans la partie médiane de la grille, caractéristique des séries calco-alcalines et subalcalines avec une dominance des sources d'origine volcanique.

7.3.5.4. Comparaison avec d'autres travaux

1 - Les types que nous venons d'attribuer au domaine des séries alcalines et roches associées (PUPIN, 1976, 1981) sont caractérisés par:

- . Une prépondérance des cristaux automorphes (82%)

- . Un caractère incolore

- . Un développement du prisme (100); ce caractère est rapporté par PUPIN et TURCO (1975) puis TESSIER (1979) à une cristallisation sous des températures élevées ($T^{\circ} > 750^{\circ}\text{C}$).

- . L'absence de noyaux qui élimine l'hypothèse d'un héritage.

- . La fréquence des types J5 et D et du sous-type K1 qui sont peu fréquents dans la nature (com. or. J.P. PUPIN).

Cette distribution de zircons présente de grandes affinités avec les populations décrites dans:

- Les granites alcalins hypersolvus et les rhyolites associées (J.P. PUPIN, 1976; 1978).

- Les rhyolites alcalins des complexes annulaire corso-provençaux (TESSIER et al., 1978; TESSIER, 1979).

- Les trondjémites corses à affinité tholéïtique (P. JAUZEIN et al. 1979).

- Les trachyandésites de la chaîne du Puy du Massif Central français (J.P. PUPIN, 1983).

- Les roches acides des ophiolites du QUEYRAS à affinités tholéïtiques dans les Alpes françaises (P. SABY, 1986).

- Les granites à deux pyroxènes de Bou gaffer (L. LASRI, 1985).

2 - Les types de zircons que nous avons attribués au domaine migmatitiques et anatéxitiques sont caractérisés par:

- la fréquence de formes trapues,

- la fréquence de grains à nucléi.

- la présence de petits zircons centraux de typologie différente.

- La dominance de grains à couleur brune.

Ces zircons présentent de fortes affinités avec:

- Les populations décrites et attribuées aux granites monzonitiques et granodiorites d'anatéxie (PUPIN, 1976, p:94)

- Les populations décrites dans les gneiss du Bas-Limousin et dans les anatéxites du Vigéois, du Massif Central français (M. ALINAT et al., 1979).

3 - Les populations que nous venons d'attribuer au domaine des séries calcoalcaline et subalcalines sont caractérisées par:

- une abondance des types S17, S18 et S19.

- un fort degré d'inclusions: vitreuses tubulaires et de cristaux d'apatite.

- des lacunes de cristallisation

- l'absence de surcroissance.

Ces zircons présentent de fortes affinités avec:

- Les granites et microgranites du plan de la Tour, en Provence, (PUPIN, 1976)

- Les granites de la Margeride, Massif Central français, (PUPIN, 1976).

- Les rhyolites hercyniennes corses (TESSIER et al., 1978; TESSIER, 1979).

7.3.6 - Conclusions

L'étude des paléocourants (cf. 5.5.3.) nous a conduit à localiser l'origine de nos sédiments dans un secteur situé au sud, sud-est et à l'Est de nos affleurements.

SÉRIES SÉDIMENTAIRES

SÉRIES SÉDIMENTAIRES	SÉRIES METAMORPHIQUES ET MAGMATIQUES
Stéphano-Ferrien continental	Complexes phonolitiques su Siroua et du Sarhro Cinériles phonolitiques
Stapéhanien (série de Merkele)	Andésites stéphano- autuniennes
Namurien (série du J. Reunina) hv. Viséen	Dolérites et gabbros hercyniens
Viséen sup., hvs-M Couches terminales de l'Ouarikziz	Akélite infracambrien- né (adoudounienne) d'Alougan
Tournaisien sup.-Viséen (série de Betaina)	Métamorphisme de contact des granites hercyniens
Tournaisien-Viséen (série schisto-gréseuse du Maider)	Trachytes, Andésites de l'Infracambrien (Adoudounien)
Tournaisien-Schistes à Gattendorfia (a) et grès du Tazout (b)	
Strunien	
Dévonien supérieur	
Dévonien moyen	
Dévonien inférieur	
Gothlandien	
Grès du 2ème Bani (Caradoc et localement Llandoverly inf. et moyen)	
Schistes du Ktaoua (Llandello-Caradoc)	
Quartzites du Bani (Llandella sup.)	
Schistes des feijas externes de Trémadoc à Llandello	
Cambrico-Ordovicien	
Grès et quartzites à Lingules	
Schistes à Paradoxides avec à leur base le niveau à Protolenidae (ou la brèche à Micmacca)	
Schistes et grès terminaux	
Série schisto-calcaire et calcaires géorgiens	
Schistes et grès violacés	
Conglomérats (série lie de vin)	
Calcaires inférieurs (Infracambrien)	
Conglomérats de base (Adoudounien)	
Primaire indéterminé	
x3 Précambrien III: congl. ts brèches pérites et localement congl. de base de l'Infracambrien ou du Géorgien (kx3)	
Calcaires à Collenia	
Schistes, pérites, grès	
Précambrien II, schistes, séricitoschistes, grès	
Conglomérats, grès éventuellement tillites	
Quartzites	
x2b Calcaires: x2a Conglomérats	
x1 Précambrien I: micaschistes (et migmatites)	
x1b Cipollins	
Archéen. Orthogneiss prédominants	
	Ankararites Foum et Kouss
	Granite à Biotite hercynien post tectonique (Jébilet)
	x. Andésites; Basaltes, etc. du Géorgien terminal; Tufs (Adoudounien)
	Rhyolites, dacites, etc. coulées ignimbrites, dykes, necks, filons Andésites, Basaltes Cinériles, tufs, brèches rhyoliti- ques et andésitiques
	P R E C A M B R I E N I I I Microdiorites et microgabbros liés aux andésites (Siroua, Tikirt); Dolérites Microgranites liés aux rhyolites Faciles endomorphes des granites Granites alcalins; Granites calco- alcalins; granite à pyroxène du Bou Gafer
	DERNIERE OROGENIE PRECAMBRIENNE (P. II) Rhyolites, Andésites du Précambrien II Microgranites et apilites dans le Précambrien II et dans ses granites Granites leucocrates; granite rose du Ht Atlas Granites et granodiorites leucocrates et diorites quartziques
	AVANT DERNIERE OROGENIE PRECAMBRIENNE (P. I) Granite alcalin (venue de Taznakht) Granites post-tectoniques divers Granite migmatique calco-alcalin (venue d'Azquemerzi) Diorites gabbros de l'avant dernière orogénie précambrienne
	Serpentines; Roches vertes asso- ciées (hornblendites, gabbros, dolérites, orthoamphibolites) Migmatites; M. Gneiss et migma- tites (Ourika) Amphibolites: volcanites métamorphiques.

Figure 7.8: Tableau des différentes séries anti-atlasiennes supposées comme source des dépôts permo-triasiques du Haut-Atlas Central. (in carte géol. 1/500.000, feuille Ourzazat, Maroc).

L'étude de la typologie des zircons de nos sédiments fournit, comme roches-mères possibles, un éventail de séries de roches que l'on trouve dans ce secteur et, plus précisément dans l'Anti-Atlas; grâce aux nombreuses études pétrographiques et géochimiques, effectuées dans ce secteur et dont les principaux sont ceux de: CHUBERT G. (1945, 1952 et 1963), CLARIAND et al., (1934), HINDERMEYER J. (1953 a, b, et c), HINDERMEYER J. et al. (1952), LEBLANC M. (1981), LASRI L. (1985). Un inventaire des séries des différentes séries de l'Anti-Atlas est fournie sous forme de tableau (Fig: 7.8). L'Anti-Atlas présente en effet toute la gamme des séries de roches définies par J.P. PUPIN (1980), connues dans le monde et que nous retrouvons ici, du moins en partie, grâce à l'étude de la typologie de nos zircons.

Une étude des populations des zircons des roches des massifs anti-atlasiens que nous venons de définir comme roches-mères de la série permo-triasique du Haut-Atlas Central devrait confirmer notre hypothèse, une telle étude est encore à faire.

N.B./ La présence de grains de zircons de type alcalin (Tholéitique) permet aussi de supposer une origine permienne à partir d'une série équivalente à la série tholéitique de type spilites (TANE et al., 1982; BIRON P.E., 1982; De PACHETERE Ph., 1983), interstratifiée dans la formation F1 de certains affleurements permo-triasiques du Haut Atlas de Marrakech, mais dont les témoins auraient disparu, par érosion du Haut Atlas Central. On peut expliquer de ne pas retrouver ces spilites du Haut Atlas Central sous forme de galets remaniés dans la partie supérieure de la série par le fait qu'elles se désintègrent facilement et ne subsistent dans les sédiments que sous forme d'arénites (communication orale J.L. TANE).

CHAPITRE 8 : LES ENCROûTEMENTS DE SOLS ET DE NAPPES

8.1 - INTRODUCTION

8.1.1 Bibliographie

8.1.2 Rappel de quelques définitions

8.2 - PLACE DES ENCROûTEMENTS DANS LES SERIES LITHOLOGIQUES

8.2.1 Encroûtements carbonatés

2.2 Encroûtements siliceux

8.3 - LES FACIES

8.3.1 Rappel bibliographique

8.3.2 Aspect sur le terrain des encroûtements carbonatés

8.3.2.1 Les sols

8.3.2.2 Les encroûtements de nappes phréatiques

8.3.3 Aspect sur le terrain des encroûtements siliceux

8.3.4 Caractères microscopiques communs aux encroûtements calcitiques et dolomitiques.

8.3.4.1 Dans les sols

8.3.4.2 Dans les encroûtements de nappes phréatiques

8.3.5 Particularités microscopiques des encroûtements calcitiques

8.3.5.1 Dans les sols

8.3.5.2 Dans les encroûtements de nappes phréatiques

8.3.6 Particularités microscopiques des encroûtements dolomitiques

8.3.6.1 Dans les sols

8.3.6.2 Dans les encroûtements de nappes phréatiques

8.3.7 Particularités microscopiques des encroûtements siliceux

8.4 - REPARTITION PALEOGEOGRAPHIQUE

8.4.1 Les encroûtements carbonatés (formation F3)

8.4.2 Les encroûtements siliceux (formation F5)

8.5 - CONCLUSION

CHAPITRE 8: LES ENCROûTEMENTS DE SOLS ET DE NAPPES

8.1 - INTRODUCTION

8.1.1. Bibliographie

Jacques BEAUCHAMP (1950) a signalé et étudié le premier les encroûtements permo-triasiques du Haut-Atlas de Marrakech. P.E. BIRON (1982) cite dans les mêmes séries de l'Ourika.

Le problème général des encroûtements traite surtout des encroûtements calcitiques (RUELLAN A., 1969, 1976; RUELLAN et al., 1978; MILLOT G. et al., 1977; 1984; TRUC G. 1975, 1984, TRUC G. et al., 1985; ROULLIN F. 1984; ... Mais celui, plus particulier, des encroûtements dolomitiques est traité par S.P. ANDERSON F.L. (1980 et 1981), SASSI A.S. et al. (1984), CROS P. et FREYTET (1985). Les faciès les plus semblables aux encroûtements dolomitiques de mon terrain se sont révélés ceux du Keuper de l'Ardèche (Massif Central Français) comme j'ai pu le vérifier sur le terrain, je les ai donc utilisés comme principal point de comparaison.

8.1.2 Rappel de quelques définitions

J'ai retenu comme définition d'un calcrete celle de Netterberg (in GOUDI, 1973). On peut définir le terme "Calcrete" comme désignant toute roche, que du carbonate de calcium a cimenté et/ou a remplacé... à l'exception des dépôts de grottes. Ce mécanisme de calcitisation est général car l'origine des calcrètes peut aussi bien être pédogénétique que non pédogénétique, ou encore ces deux origines à la fois.

Cette définition a été reprise à la lettre par F.L. SOY-ANDERSON (1980) et adapté aux encroûtements dolomitiques.

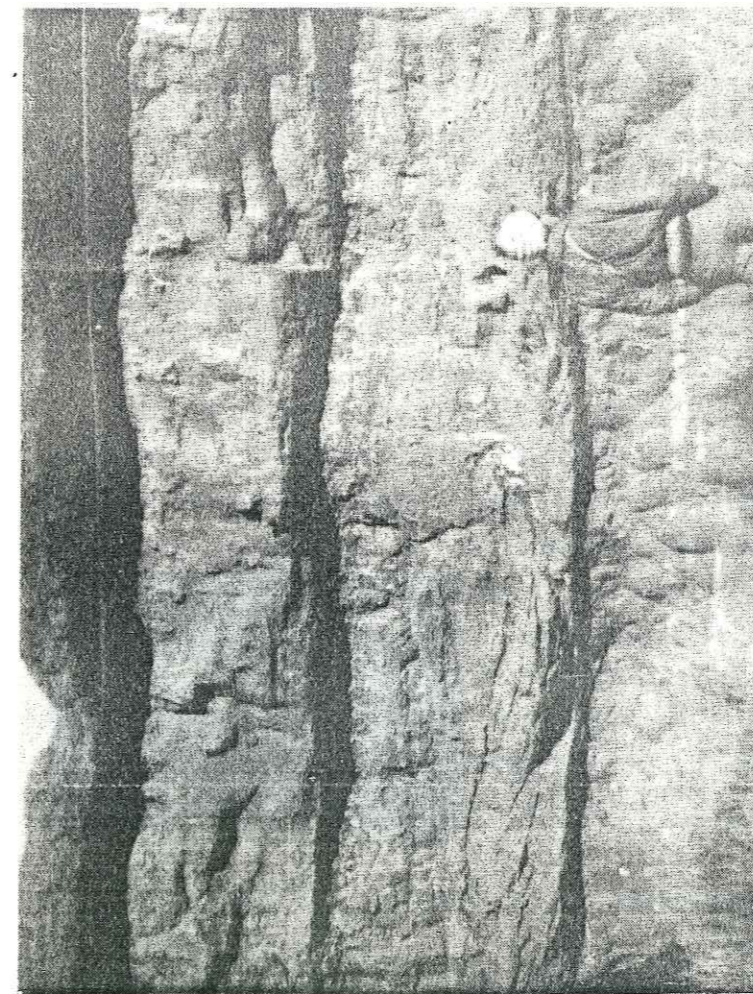


Fig. 8.1 faciès d'encroûtement
a - faciès sols (Ourika)
b - faciès nappes (Esçour)

8.2 - PLACE DES ENCROÛTEMENTS DANS LES SERIES LITHOLOGIQUES

8.2.1 - Les encroûtements carbonatés (Fig.8.1)

Comme je l'ai déjà signalé (Partie 1, Chapitre 1), la formation F3 est caractérisée par des niveaux carbonatés de type croûte ou par une cimentation carbonatée des faciès détritiques.

L'intérêt de ces niveaux m'a conduit à visiter et étudier certaines coupes dans tout le Haut-Atlas Central, l'Atlas de Marrakech et au Sud du Tizi-n-Est; la formation F3 y existe partout, en gardant une épaisseur sensiblement constante.

Dans cette formation F3, les encroûtements sont plus importants au sommet qu'à la base; les niveaux encroûtés à racines n'existent que sur le flanc sud du Haut-Atlas Central. Dans la région de Taliouine il y a environ trois niveaux à sols dans les coupes H et G (Fig.), environ cinq dans la coupe F, environ dix dans la coupe de Tigguert.

8.2.2 Les encroûtements siliceux

Il en existe d'embryonnaires, dans le sommet de la formation F3, et au sommet des membres F5a et F5c. Ils sont très développés dans F5b et dans la partie inférieure de F5a et F5b.

8.3 Les faciès

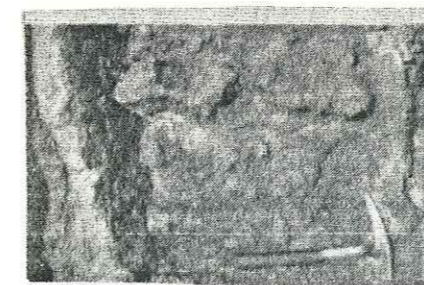
8.3.1 Rappel bibliographique

J. BEAUCHAMP (1980) avait déjà soupçonné qu'il n'y avait pas que des paléosols dans la formation F3. Or, justement, des articles récents (SPYANDERSON, 1980, 1981; CROS et FREYTET, 1985; TRUC, 1985) soulignent la nécessité de bien distinguer entre les encroûtements dus à des sols et ceux dus à des nappes phréatiques. Je me suis basé sur la définition des caractères de chacun de ces types par Spy-ANDERSON (1980, 1981, TRUC et al., 1985). Les termes de "calcrètes" et "dolocrètes" peuvent être attribués aussi bien aux encroûtements de type sol qu'à ceux de types nappes (G. TRUC, Comm. orale), cela va à l'encontre des définitions données par SPY ANDERSON, 1980) où ces deux termes sont réservés aux encroûtements de sols.

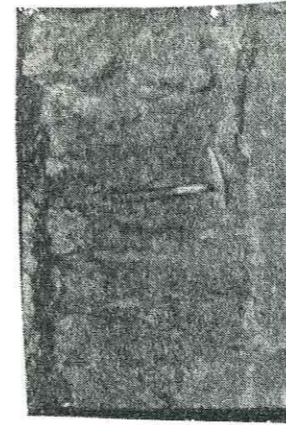
8.3.2 - Aspects des encroûtements carbonatés sur le terrain

8.3.2.1 - Les sols (fig.8.1a)

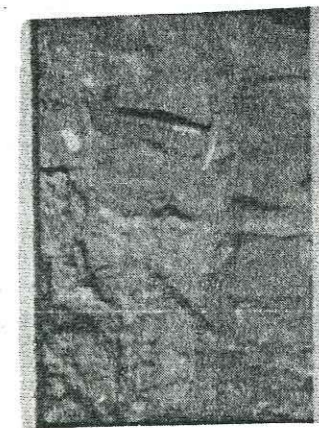
Ils sont localisés en fin de séquences de 1er et 2ème ordre (partie



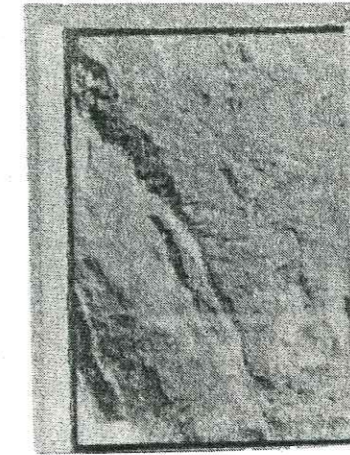
dalle
carbonatée
niveau
à collonnettes



niveau à sols
niveau
nappes



niveau
de nappes



Structure de
chenal respectée

II, Chapitre 1). Ils se composent ainsi, du haut vers le bas:

- d'un niveau carbonaté massif qui peut être discontinu, de l'ordre de 10 cm d'épaisseur, très rarement du mètre, riche en traces de racines qui peuvent parfois traverser tout le niveau. Les fentes de dessiccation sont nombreuses. Les structures sédimentaires du sédiment épigénisé sont mal conservées.

- d'un niveau carbonaté à reliques du sédiment initial, en taches ou à l'état de bancs entiers. Les reliques sont d'autant plus nombreuses que le faciès originel était plus grossier et moins argileux.

- d'un niveau fait apparemment de colonnes segmentées en une file de nodules carbonatés, chacun de 10 à 20 cm de diamètre environ. Entre les colonnes, il y a des nodules isolés dans l'encaissant, de tailles variées (du mm au dm).

- d'un niveau où le sédiment originel devient dominant, avec seulement quelques nodules carbonatés épars dans l'encaissant silto-gréseux.

- d'un niveau purement détritique, silto-gréseux, ou alors d'un autre encroûtement coiffant la séquence sous-jacente.

8.3.2.2 - Les encroûtements de nappes (Fig.8.1 b)

Ces encroûtements sont analogues aux précédents sauf que:

- les traces de racines manquent totalement,
- les colonnes sont absentes ou peu nettes;
- le carbonate est diffus dans le sédiment encaissant, surtout dans les niveaux gréseux et conglomératiques. Il ne forme des nodules que là où il épigénise de l'argile: dans les coulées boueuses, au sommet des fins de rythmes..

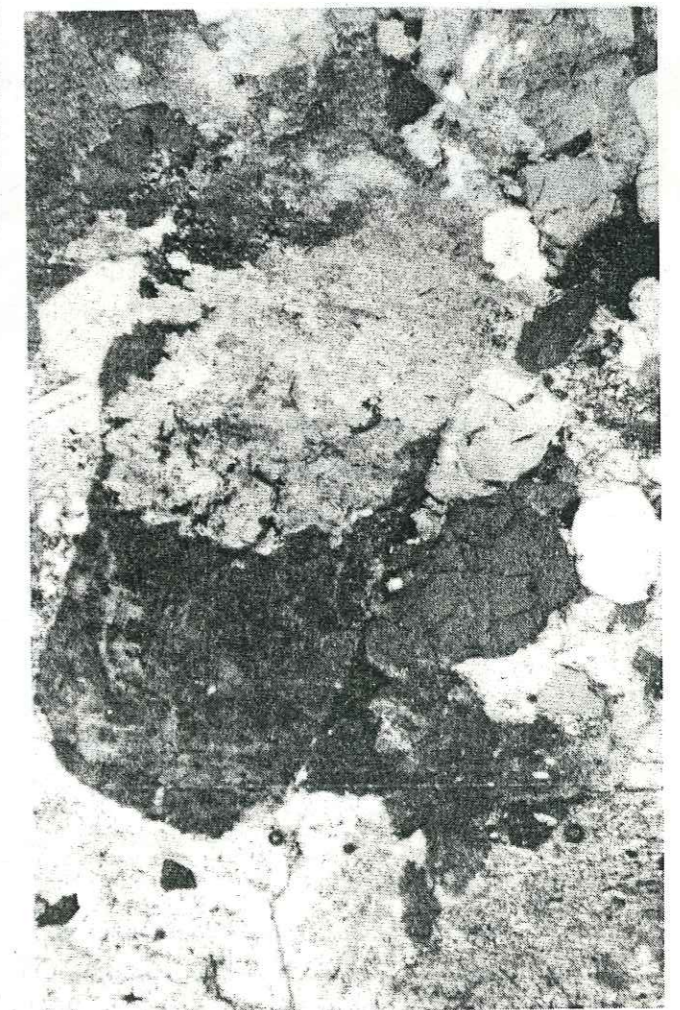
- Les structures sédimentaires de l'encaissant épigénisé sont respectées (Fig. 2.2d); cela va à l'encontre des généralisations de T. Vogt (1982) à partir de l'observation des sols.

8.3.3. Aspect des encroûtements siliceux sur le terrain

Ces encroûtements transforment les grès originels en grès quartzite. A l'affleurement dans les membres F5a et F5c, le front supérieur de silicification est irrégulier. Ces encroûtements n'ont aucune structure pédogénétique et semblent s'être formés au sein de nappes phréatiques dans la zone de balancement. Les remplissages grossiers de chenaux sont préférentiellement silicifiés.



a



b

Fig.8.3 Epigénie dolomitique:

- a- remplissage à volume des grains de feldspaths potassiques par de la dolomite.
- b- remplissage partiel d'un grain de feldspath microcline par de la dolomite
- fragmentation des grains de quartz (coupe F. Taliouine)



a

Fig. 8.4 a - stade précoce de l'épigénie calcaire (coupe A, Aït Tamil)
b - morphologie d'un rhomboédre de dolomite baroque.



b

8.3.4 Caractères microscopiques communs aux encroûtements calcitiques et dolomitiques.

8.3.4.1 Dans les sols

L'épigénie se révèle toujours isovolumétrique. Cela a été souligné pour les encroûtements par G. MILLOT (1977). Le remplacement des éléments détritiques se fait dans l'ordre suivant.

- argiles de la matrice phylliteuse;
- fragments de verre volcanique;
- feldspaths (fig. 8.3b)
- quartz (Fig: 8.4 a)

Dans ce dernier cas, les grains sont fissurés ou même éclatés. (Fig. 8.3 b)

Les encroûtements carbonatés sont riches en microfissures courbes et ramifiées remplies secondairement de ciment fin. Dans les traces de racines, l'intensité de l'épigénie augmente de manière centrifuge, depuis l'axe des traces vers leur périphérie. Les glaebules sont toujours nombreux.

Définition: "Un gloebule est une unité au sein du fond matriciel que l'on distingue de celui-ci par une concentration plus grande en un quelconque constituant ou par une différence d'assemblage avec celui-ci." (R. BREWER 1972, in SPY ANDERSON, 1980).

8.3.4.2 Dans les encroûtements de nappes

L'épigénie reste isovolumétrique et s'effectue dans le même ordre que ci-dessus. Les quartz sont peu fissurés. Mais ils sont entourés d'auréoles successives de carbonate en gros cristaux. Cela indique une progression de l'épigénie par à-coups, au rythme du battement de la nappe phréatique.

Les glaebules sont rares, voire absents, comme les microfissures.

8.3.5 Particularités microscopiques des encroûtements calcitiques

Il n'y a AUCUNE trace d'un prédécesseur dolomitique. On aurait en effet pu penser à des dolocrêtes ultérieurement calcitisés, cette hypothèse est à écarter.

8.3.6 Particularités microscopiques des encroûtements dolomitiques

Il n'y a AUCUNE trace d'un prédécesseur calcitique. Ce ne sont donc pas des encroûtements calcitiques ultérieurement dolomitisés; ce sont de "vrais" encroûtements dolomitiques, développés directement par épigénie de la roche originelle.

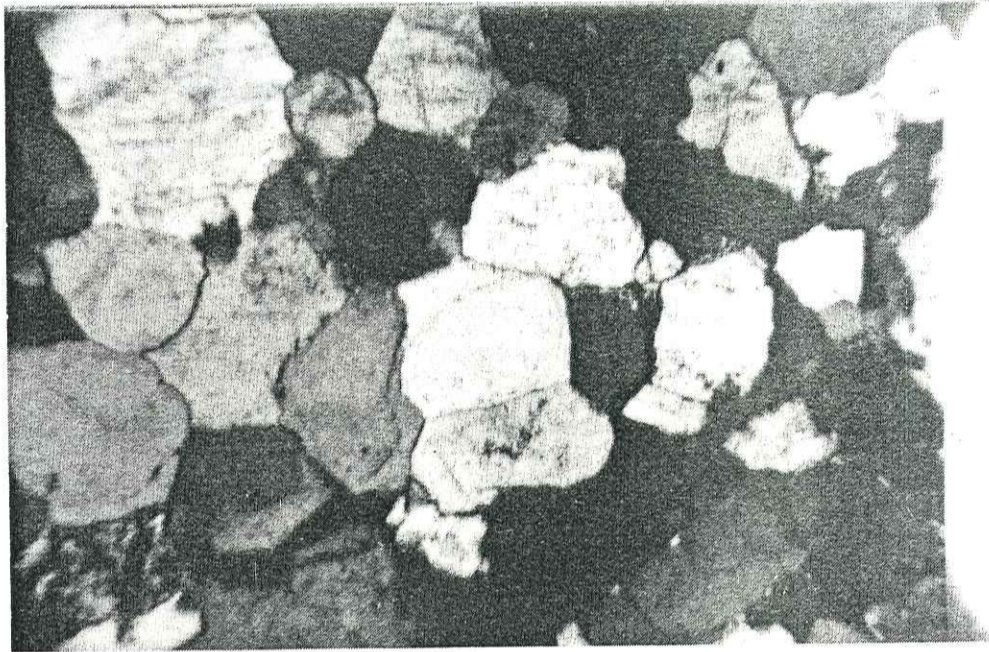
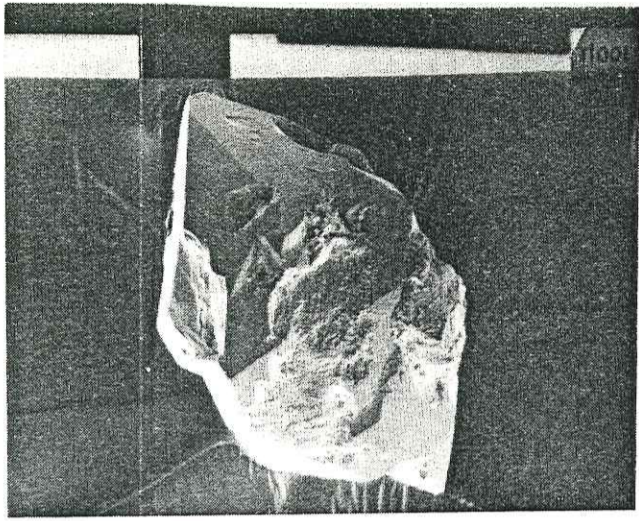


Fig. 8.5 Microfaciès de silicification:
 a - grains de quartz diagénetique (coupe
 (vue en microscopie électronique)
 b - grès quartzite nourris et silicifié
 (F5b, coupe A d'Aït Tamli)

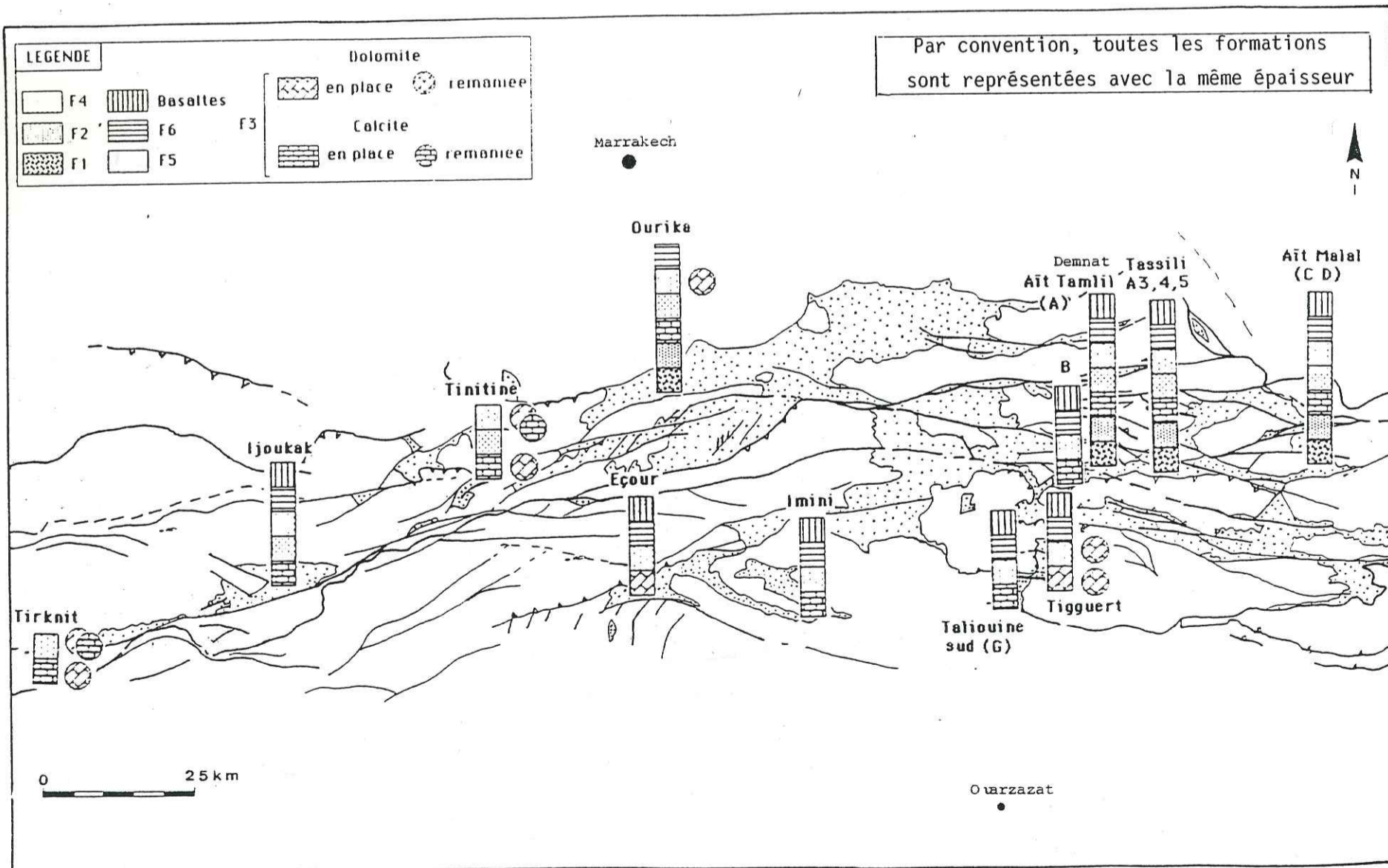


Fig. 8.6 Répartition paléogéographique des coupes étudiées

8.3.6.1 Dans les sols dolocrètes.

Le calibre des cristaux de dolomite est très variable. Ceci évoque une germination des cristaux en de nombreux points, dans des conditions de cristallisation variables, instables. Cela correspondrait bien à des assèchements successifs entre les pluies, comme il est normal dans un milieu aussi superficiel.

J'ai observé d'autre part, et seulement dans ces sols, que les cristaux de dolomite sont interprétés, engrenés, donc recristallisés. C'est peut-être une autre conséquence de l'irrégularité de la circulation des solutions dans les sols.

8.3.6.2 Dans les encroûtements de nappes

Le calibre des cristaux augmente et est moins variable. Les conditions de cristallisation étaient donc plus stables que dans les sols, ce qui convient bien à un milieu baigné par une nappe. La dolomite est le plus souvent "en selles", encore dite "dolomite baroque"; ses clivages et faces cristallines sont donc courbes (Fig.8.4b). Il est remarquable de constater qu'ici elle est cantonnée aux encroûtements de nappes, alors qu'en général, la dolomite baroque est signalée comme ne caractérisant pas des milieux précis (RADKE et MATHIS, 1980). Les travaux, en cours, devront expliquer pourquoi.

8.3.7 Caractères microscopiques des encroûtements siliceux.

Le microfaciès (Fig.8.5a,b) est très monotone. La silice forme des auréoles de cimentation des grains de quartz et des auréoles de nourrissage autour des grains de quartz. Il n'y a pas de calcédoine.

8.4 Répartition paléogéographique

8.4.1 Les encroûtements carbonatés (Formation F3, figs 8.6 et 8.7)

Au terme de nombreuses vérifications sur le terrain, grâce au lever de coupes sériées très rapprochées, et à l'examen systématique de la minéralogie en laboratoire, on peut dès à présent affirmer que la répartition entre encroûtements de sols et encroûtements de nappes s'est révélée très tranchée,

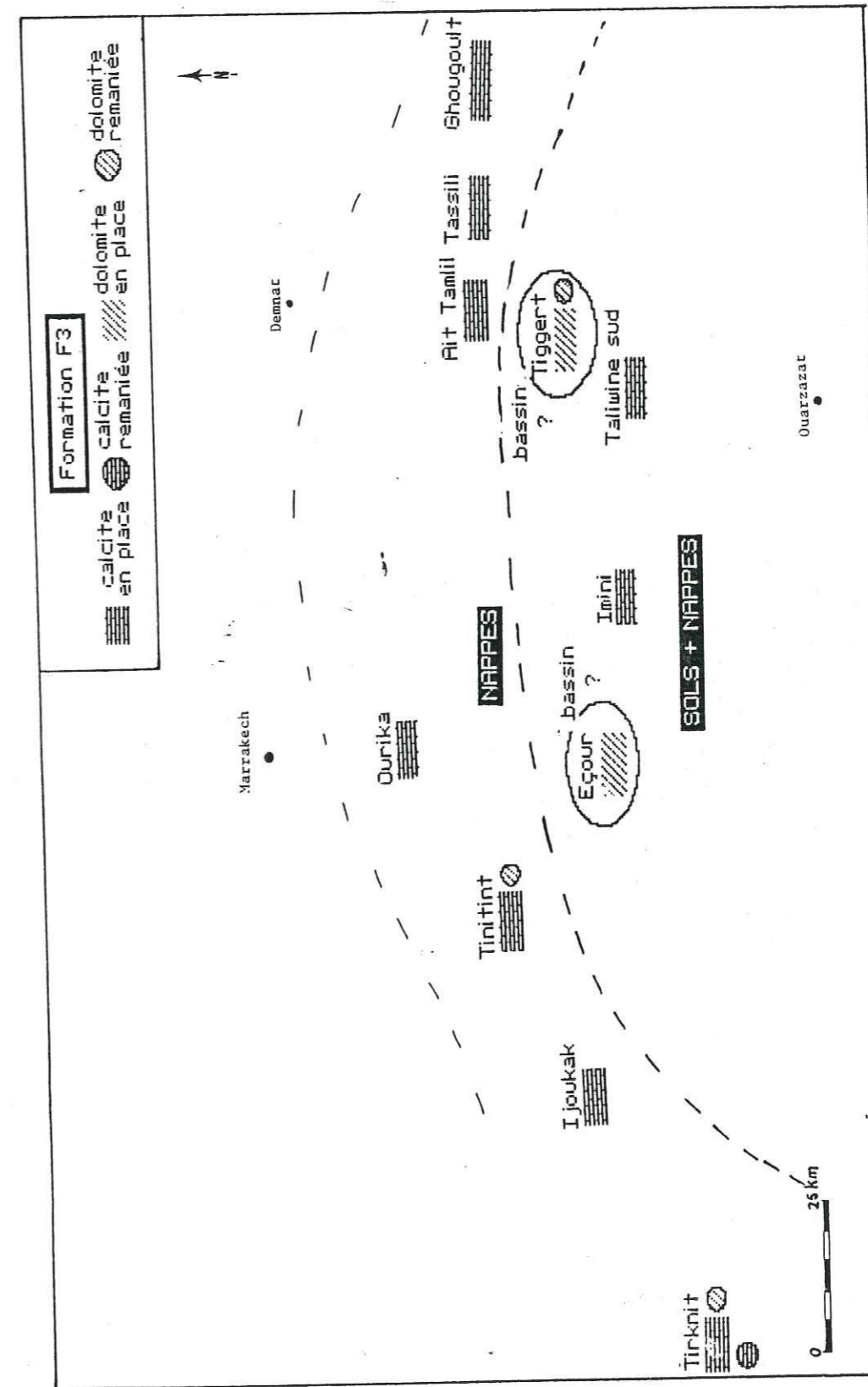


Fig.8.7 : Répartition paléogéographique des encroûtements du F3 du Haut Atlas Central

sans transition aucune.

Les sols encroûtés sont localisés uniquement sur le flanc sud du Haut-Atlas Central (Fig.8.7), les encroûtements de nappes aussi bien sur le flanc nord que sur le flanc sud. Les encroûtements dolomitiques sont cantonnés à deux régions: Eçour et Taliouine nord-Tiggert. (Leurs contours exacts sont inconnus; c'est arbitrairement qu'ils sont dessinés en ovales sur la figure 8.7). Il se trouve que la formation F3 est justement un peu plus épaisse dans ces deux aires qu'ailleurs; ceci témoigne de leur subsidence.

Lors de la formation des encroûtements, le paysage du Haut-Atlas était une périplaine inclinée vers le nord.

Dans sa partie amont seulement se formaient, par endroits, des sols carbonatés, le plus souvent calcaires car le magnésium n'était piégé que dans des dépressions locales (Eçour, Taliouine nord-Tiggert) où les sols étaient dolomitiques. Ces dépressions disparaissent au nord de la faille d'Ibourouden (Fig. 1.17), qui jouait donc toujours (partie I, chapitre 3).

Par contre, les encroûtements de nappes se formaient dans toute la périplaine, aussi bien à l'amont (flanc sud du Haut-Atlas) qu'à l'aval (flanc nord). J'attribue cela à une remontée progressive du toit de la nappe de l'amont vers l'aval, jusqu'à ce qu'elle atteigne le niveau des sols. Les seuls encroûtements dolomitiques de nappes étaient restreints, comme les dolocrètes, aux petits bassins de Eçour et Taliouine nord-Tiggert.

8.4.2 Les encroûtements siliceux (Formation F5)

Tous de nappes, ils sont absents de la partie la plus amont de la périplaine. Plus en aval, existait d'abord une zone au sein de laquelle les dépressions de Eçour et Taliouine nord-Tiggert étaient encore subsidentes, et voyaient se former des encroûtements siliceux plus importants qu'ailleurs. Dans l'ensemble cependant, le degré de silicification reste moyen. Plus au nord dès que la faille d'Ibourouden franchie, il augmente brusquement dans l'ensemble avec de faibles variations locales car il baisse un peu au niveau des paléoreliefs.

8.5 Conclusion

D'après leur minéralogie, trois types d'encroûtements

ont été reconnus; calcaire, dolomitique siliceux. Il existe aussi une différence entre encroûtements de sols et encroûtements de nappes.

Certains des facteurs gouvernant la nature minéralogique des encroûtements ont été mis en évidence:

- à l'échelle régionale, leur position par rapport à l'amont et l'aval de la périplaine perméo-triasique.

- à l'échelle locale, leur emplacement dans la topographie de détail, elle-même sous contrôle tectonique.

Mais d'autres facteurs restent à éclaircir, en particulier la nature et l'origine des solutions responsables des types variés d'encroûtements. C'est l'un des objectifs que je me fixe pour mes recherches ultérieures.

CONCLUSION GENERALE: HISTOIRE PALEO GEOGRAPHIQUE DU PERMO-TRIAS DU HAUT ATLAS CENTRAL

L'analyse détaillée de plusieurs coupes complètes nous ont permis de retrouver dans la série permo-triasique du Haut Atlas Central les six formations, désormais classiques de P.E. BIRON (1982) et d'en reconstituer les paléogéographies successives.

- La formation F1, conglomératique et gréseuse, est une suite de coulées boueuses, de laves torrentielles et de dépôts de chenaux.

- La formation F2, essentiellement silteuse, correspond à un dépôt de décantation en milieu continental alimenté latéralement par des chenaux.

Attribuées au Permien, par analogie latérale de faciès, ces deux formations n'existent que dans des paléobassins sur le flanc nord où elles présentent de forts épaisissements vers le Nord-Nord-Est ; elles sont absentes sur le flanc sud et localement sur les paléoreliefs du flanc Nord.

- La formation F3, gréso-conglomératique, est une suite de dépôts de larges chenaux en tresse auxquels succèdent des dépôts de sheet flood sur glacis couronnés par des niveaux de croûtes calcaires ou dolomitiques de nappes phréatiques dans le flanc Nord, de nappes phréatiques et de sols dans le flanc sud.

L'âge de cette formation reste toujours indéterminée.

Cet ensemble des formations F1, F2, F3, constitue une séquence dite inférieure, entièrement continentale et qui s'oppose à la séquence dite supérieure marine, qui englobe les formations F4, F5, F6 et que coiffent les basaltes.

- La formation F4 est essentiellement silteuse et correspond à des dépôts de décantation en milieu supratidal . Elle fait totalement défaut sur le flanc Sud. Sur le flanc nord elle marque les zones à fortes subsidence où elle passe progressivement à la formation suivante:

- La formation F5 a été subdivisé en trois membres:

- . Le membre F5a essentiellement gréseux.

- . Le membre F5b silto-gréseux

- . Le membre F5c totalement gréseux "Grès de l'Oukaïden S.S."

Cette formation est constituée par des dépôts très variés de milieu médio-littoral: plages ouvertes et deltas, fonds de golfs, marais maritimes (parfois à mangrove).

La totalité des gisements fossilifères (lamellibranches, traces de pas de vertébrés, niveaux à bois riches en pollens) est localisée dans le membre F5a et datée du Carnien supérieur (Tuvalien).

- La formation F6 correspond à des dépôts silto-argileux de type supratidal interrompu par l'arrivée des coulées basaltiques annonçant l'ouverture de l'Atlantique.

Durant le Permo-Trias le Haut Atlas Central est le siège d'une activité tectonique synsédimentaire qui se traduit par le contrôle de la sédimentation par le jeu des accidents majeurs hercyniens de direction N70 et par les paléoseuils de direction N105 à N135 entraînant l'apparition de bassins lozangiques.

Sur la flanc nord du Haut Atlas Central le contrôle tectonique de la sédimentation se fait dans un contexte distensif, induisant l'apparition de bassins subsidés et de paléoseuils à série réduite. L'effet de la dilacération de ces bassins à la suite de la remobilisation des grands accidents N70 pendant la phase compressive engendre la structuration actuelle de la chaîne.

- En opposition, le flanc sud est caractérisé par une grande stabilité et donc par l'uniformité de la série permotriassique.

L'étude des paléocourants localise l'origine des sédiments dans un secteur situé au sud, au sud-est et à l'est des affleurements. L'analyse pétrographique et l'étude de la typologie des zircons fournissent comme roches-mères possibles, un éventail de séries de roches que l'on trouve dans ce secteur et, plus précisément, dans l'Anti-Atlas.

- ALDOFF M.C., DOUBINGER J. (1985).- Ytias de Tripolitaine (Lybie). Nouvelles données biostratigraphiques et palynologiques (1ère partie). Rev. Inst. Français du Pétrole. Vol. 40, n°6, Novembre-Décembre.
- ALDOFF M.C., DOUBINGER J. (1986).- Trias de Tripolitaine (Lybie). Nouvelles données biostratigraphiques et palynologiques (Deuxième partie). Revue de l'Inst. Français du Pétrole. Vol. 41, n°1, Janvier-Février, 1986.
- ALINAT M. (1975).- Le zircon dans les roches de la série métamorphique de l'anticlinal de Tulle. Thèse Doctorat 3ème cycle. Nice.
- ALINAT M., PUPIN J.P., TURCI G. (19).- Le zircon dans les roches de la série métamorphique de l'"Anticlinal" de Tulle (Corrèze, Massif Central Français). Implications pétrogénétiques. Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 59, 25-49.
- ALLEN G.P., LAURIER D. et THOUVENIN J. (1979).- Etude sédimentologique du delta de la Mahkam. Notes et mémoire n°15 Total.
- AMSTRONG P. (1922).- Zircon as criterion of igneous metamorphics. Amer. Journ. Sc. 5th. ser. v. 4 (23), pp.391-395.
- ARMAND C., BEAUCHAMP J., BIRON P., GANEVAL J., PETIT J.P. (1980).- 6 Quelques aspects de l'environnement tectonosédimentaire des molasses permotriasiques du Haut-Atlas: l'exemple du Bassin de N'FIS. Mines, Géol. et Energie, Rabat, 48, p.69-75.
- ARMAND C., BEAUCHAMP J., BIRON P. (1980).- Environnements tectonosédimentaires de la série permo-triasique du Haut-Atlas de Marrakech. 8e R.A.S.T., Marseille, p. 14.
- AVERTCHENKO A.J. (1973).- Stratigraphie et méthodologie des études stratigraphiques du Permo-Trias du Maroc. Rap. Inédit, n°64, Mines Géol. et Energ., Rabat.
- AVERTCHENKO A. (1971).- Stratigraphie du Permo-Trias de la partie sud-ouest du Haut-Atlas. C.R. Activ. 1971, Serv. Carte Géol. Maroc (Inédit, p. 61-63).
- AYDIN A., NUR A. (1982).- Evolution of pull-apart basins and their scale independence. Tectonics, v.1, p.91-105.
- BAOUCH S. (1984).- Etude des ignimbrites et roches associées du massif de Tircht (Haut-Atlas occidental - Maroc). Contribution à l'étude des relations "volcanisme - plutonisme du P III. Thèse 3e cycle, Nancy.
- BARD J.P. (1980).- Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Ed. Masson.
- BEAUCHAMP J. (1980). Les Calcrètes permotriasiques du Haut-Atlas. 8ème R.A.S.T. Marseille, p. 29.
- BEAUCHAMP J. (1980).- Pédogenèse ancienne dans les molasses permo-triasiques du Haut-Atlas de Marrakech. Mines, Géologie et Energie, n°48, Rabat, 1980, pp. 77-87, 4 fig., 2 pl.
- BEAUCHAMP J. (1982).- Structure du graben haut-atlasique au Trias supérieur. Données sédimentologiques. Colloque permo-Trias marocain. Fac. Sciences Marrakech. Résumé p. 26.
- BEAUCHAMP J. (1982).- La structuration hercynienne dans le Haut-Atlas et le Haouz de Marrakech par l'étude des paléocourants. 9ème R.A.S.T. Paris.
- BEAUCHAMP J. et PETIT J.P. (1982).- Taphrogénèse triasique au Maroc: l'exemple du Haut-Atlas de Marrakech. Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille, St-Jérôme, B, 19, p.79-80.
- BEAUCHAMP J. (1986).- Upper Triassic rifting in High Atlas (Marocco). Sous presse.
- BERSIER A. (1958).- Séquences détritiques et divagations fluviales. Eclog. Geol. Helv. 51, p. 854-893, Bâle.
- BERTRAND H., PRIOTON J.M. (1975).- Le magmatisme triasico-liasique au Maroc et la côte orientale de l'Amérique du Nord, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique Nord. 3è R.A.S.T. Montpellier, p.38.
- BERTRAND H., PRIOTON J.M. (1975).- Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique: étude pétrologique et géochimique. Thèse 3e cycle, Univ. Lyon I, n° 425-426, 2 T, 320 p.
- BIRON P.E. (1982).- Le permo-Trias de la région de l'Ourika (Haut-Atlas de Marrakech, Maroc). Lithostratigraphie, sédimentologie, tectonique et minéralisation. Thèse de 3ème cycle, Grenoble, 2 t., 170 p.

- BIRON P.E., DUTUIT J.M. (1981).- Figurations sédimentaires et traces d'activités au sol dans le Trias de la formation d'Argana et de l'Ourika (Maroc). Bull. Mus. Natur. hist. Nat. Paris, 4, 3, 6, p. 399-427.
- BIRON P.E., COURTINAT B. (1982).- Contribution palynologique à la connaissance du Trias du Haut-Atlas de Marrakech, Maroc. Géobios Lyon, 15, 2, p.231-235.
- BREWER R. (1972).- Glossaire sommaire des termes micromorphologiques utilisés. Traduction française de J. LARUELLE. Bull. Assoc. Franc. Etude Sol, Paris, n°1-2, p. 91-92.
- BRIVES A. (1909).- Carte géologique de l'Atlas occidental au 1/250.000. A. Jourdan Alger.
- BRIVES A. (1912).- A propos d'une carte géologique du Haut-Atlas marocain. C. sommaire Soc. Géol. Fr., 5, p.39-40.
- BROWN R.H. (1974).- The Argana Basin Morocco: a basin analysis of a Triassic rift. Geol. Soc. Am., Abstract with programm, 5, 1, p.7-8.
- BROWN R.H. (1974).- The Argoma Basin of Morocco: a triassic model for early rifting. Ph. D. Univ. South Carolina, 54 p.
- BROWN R.H. (1980).- Triassic rocks of Argona Valley, southern Morocco and their regional structural implications. A.A.P.G. Bull., 64, p.988-1003.
- CARUBA R., BAUMER A., MANO J. et TURCO G. (1975).- Etude comparative des propriétés respectives des zircons hydroxydés synthétiques et de zircons métamictes naturels; Hypothèse de genèse des molacons. Pétrologie, t.I (1), p.57-63.
- CHOUBERT G. (1945).- Les granites précambriens de l'Anti-Atlas. C.R. Acad. Sc. Paris, 220, 9, 289-291.
- CHOUBERT G. (1945).- Sur les laves précambriennes de l'Anti-Atlas. C.R. Acad. Sc. Paris, 211, 6, 182-184.
- CHOUBERT G. (1952).- Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas, in Geologie du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. du Maroc. 100 et XIXe Congr. Geol. Int. Alger, 3e s. 6, 77-194.
- CHOUBERT G. (1963).- Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Tome I. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, 162, 345 p.
- CHOUBERT G., MARCAIS J. (1956). Les grands traits de la géologie du Maroc. Introduction au lexique stratigraphique du Maroc. Notes, mém. Serv. Géol. Maroc, 134.
- CLARIOND L. (1934).- Les roches précambriennes du Jbel Saghro. C.R. Soc. Géol., France, 19 novembre, 14, 208-210.
- CLARIOND L. et LECA F. (1933).- Etude sur le stéphanien du versant nord de l'Atlas de Marrakech. Bull. Soc. Géol. Fr., 3, 3-4, p. 161-172.
- COLLINSON J.D., THOMPSON D.B. (1982).- Sedimentary structures. Ed. G. Allen and Unwin London.
- COUREL L., DEMATHIEU, GALL J.C. (1979).- Figures sédimentaires et traces d'origine biologique du Trias moyen de la bordure orientale du Massif Central, signification sédimentologique et paléocéologique. Géobios, n°2, fasc.3, p. 339-397, Lyon.
- COUSMINER H.L., MANSPEIZER W. (1976).- Triassic pollen date Marocco. High Atlas and the incipient rifting of Pangea as middle carmian. Sciences Vol.,191, p. 943-945.
- COUSMINER H.L., MANSPEIZER W. (1977).- Autunian and Carnian palynoflorules, contribution to the chronology and tectonic history of the Moroccan pre-Atlantic bordenland. In Swain F.M. Stratigraphic micropaleontology of atlantic basin and bordenland. Elsevier p. 185-201.
- COUSMINER H.L. et MANSPEIZER W. (1976).- Triassic pollen date Maroccan High Atlas and the incipient rifting of pangea as middle carnian. Science, 191, p. 943-945.
- CROS P., FREYTET P. (1985).- Traces d'émersion et de pédogenèse dans les formations triasiques des Alpes Méridionales (Italie, Autriche, Intérêt paléogéographique. Bull. Soc. Géol. France, 1985 (8), t.I, n°4, p.481-490.
- CROWELL J.C. (1974).- Origin of late cenozoic basins in California. In W.R. Dickinson, ed. Tectonics and sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Pub. n°2, p. 190-204.

- DELFAUD J. (1972).- Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., 77, 593-611.
- DELFAUD J. (1975).- Typologie scolaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. Geol. France (7), 16, 6, 643-650.
- DELFAUD J. (1984).- Le contexte dynamique de la sédimentation continental. Modèles d'organisation. Bull. Centre recher. explor. Production Elf Aquitaine.
- DELFAUD J. (1984).- Fondements d'une lithostratigraphie scolaire: séquences et discontinuités sédimentaires. B.S.G.F.
- DOUBINGER J., BEAUCHAMP J. (1983).- Description d'une polynofore carnienne à la base des "Grès de l'Oukaimeden" de la région d'Asni (Haut-Atlas). Implications paléogéographiques. 5ème conférence P.I.C.G., 83, Marrakech.
- DUCHAUFOR Ph. (1972).- Processus de formation des sols. Biochimie et Géochimie. C.R.D.P. Nancy.
- DUFFAUD F. (1966).- Contribution à l'étude stratigraphique du bassin sédimentaire du haut atlas occidental (Sud-Ouest marocain). Bull. Soc. Géol. Fr. (7^o t.2, n^o6, p. 728-734.
- DUNAY R.E., FISCHER M.J. (1978).- The Karnian polynoflora succession in the Northern calcareous Alps, Lunz-am-see, Austria. Pollen et spores, 20, 1, p. 177-187.
- DUNAY R.E., FISCHER M.J. (1979).- Palynology of the Dockum Group (upper Triassic), Texas U.S.A. "Rev. Paléobot. Polynol.", 28, 1, p.61-92.
- DURAND M. (1978).- Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionale (Trias inférieur et moyen continental). Sciences de la Terre, Tome XXII, n^o4, p. 301-310, Nancy.
- DUTUIT J.M. (1967).- Gisements de vertébrés triasiques de l'Atlas marocain. In Problèmes actuels de Paléontologie (Evolut. des Vertébrés). Colloque international n^o 163 du C.N.R.S., Editions du C.N.R.S., Paris pp. 427-428.
- DUTUIT J.M. (1970).- Nouveau stéréospandyle du Trias marocain. Thèse sci. Paris, 161 p.
- DUTUIT J.M. (1972).- Découverte d'un dinosaure ornithischien dans le Trias supérieur de l'Atlas occidental marocain. C.R. Acad. Sci. Paris. 275, D, p. 2841-2844.
- DUTUIT J.M. (1976).- Introduction à l'étude paléontologique du Trias Continental marocain. Description des premiers stégocéphales recueillis dans le couloir d'Argona (Atlas occidental). Mem. Museum Hist. Nat., C, Sciences de la Terre, 36, 253 p.
- DUTUIT J.M. (1978).- Paleorhinus magnoculus, phytosaure du Trias supérieur marocain. Géol. Médit. Marseille, 4, (3), p. 255-268.
- DUTUIT J.M. (1980).- Principaux caractères d'un genre de Dicynodonte du Trias marocain. C.R. Acad. Sc. Paris, 290, D, P. 655-658.
- ELYOUSSI M. (1982).- Etude sédimentologique et tectonique de la région d'Asni/Imbil. Mém. de C.E.A. Inédit Fac. Sc. Marrakech.
- FRIEDMAN G.M. (1961).- Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. Journ. Sedimentary Petrology, v.31, p. 737-753.
- FRIEDMAN G.M. (1962).- On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain size distribution of sandstones. Journ. Sedimentary Petrology, v.37, p. 327-354.
- FRIEDMAN G.M. (1967).- Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sand. Journal of Sedimentary petrology, vol.37, n^o2, p.327-354.
- FRIEDMAN G.M. (1979).- Adress of the retiring President of the International Association of sedimentologists: differences in size distributions of populations of particules among sands of various origins. Sedimentology, 26, p.3-26.
- DUFFAUD F., BRUN L. et PLANCHUT B. (1966).- Le bassin du Sud-Ouest marocain in REYRE (inédit). Sedimentary basins of the African coast : Atlantic coast Publ. Assoc. Serv. Geol. Afric. Paris, p. 5-12.

- GALL J.C. (1971).- Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléocéologique sur le Buntsandstein supérieur. Mem. Ser. Carte Geol. Als. Lor., n^o34, 318 p. Strasbourg.
- GALL J.C. (1976).- Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Doin Edition.
- GENTIL L. (1905).- Observations dans le Sud marocain. Bull. Soc. Géol. Fr., 4ème série, t.5, p. 521-523.
- GENTIL L. (1911).- Esquisse géologique du Haut-Atlas occidental au 1/100.000. Ed. Suess-Colin, Paris.
- GENTIL L. (1912).- Sur la tectonique du Haut-Atlas marocain et ses relations avec l'Atlas Saharien. C.R.Acad.Sci., Paris, t. 254, n^o16, p.1011-1014.
- GOUDIE A. (1973).- Duricrusts in Tropical and subtropical landscapes. Clarendon Press éd., Oxford, 174 p.
- GUPTA L.N. (1967).- Studies on zircons from the central gneiss of the Shamladhar range, north of Sharmsala, and discussion. J. Geol. Soc. India, 9, 2, 124-137.
- HAGUENAUER B. (1973).- Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du bassin du Tage au Portugal. Thèse d'Etat, Nancy, 290 p.
- HAGUENAUER B., HILLY J. (1975).- Les environnements continentaux, lagunaires et marins du Muschelkalk, du Keuper, du Lias et du Dogger. In IXe congrès intern. Sédimentologie - excursion 8, p.25-26.
- HANTZSCHEL W. (1975).- Trace fossils and problematica. In: R.C. MOORE, Treatise on Invertebrate Paleontology Teichert 6. Editor. Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas.
- HARMAND C., LAVILLE E. (1983).- Magmatisme alcalin mésozoïque et phénomènes thermiques associés dans le Haut-Atlas Central (Maroc). Bull. Centres Rech. Explor. Elf. Aquitaine, 7, 1, 967-976.
- HINDERMEYER J. (1935a).- Les appareils phonolitiques du Saghro. C.R. Acad. Sci. Paris, 9 décembre, t.237, n^o23, 1542-1544.
- HINDERMAYER J. (1935 b).- Le Précambrien III du Saghro. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 237, 1024-1026.
- HINDERMAYER J. (1935c).- Le Précambrien I et le Précambrien II du Saghro. C.R. Acad. Sci. Paris, T.237, p.921-923.
- HINDERMAYER J., FAUVELET E. (1952).-Notes préliminaires sur les granites associés à des coulées rhyolitiques précambriennes au Sud de Ouarzazat (Anti-Atlas Central) et dans le Saghro. C.R.Acad.Sci.Paris, t.234,n^o27,2626-2628.
- JAUZEIN P., PUPIN J.P. et BONIN R. (1979).- Le zircon des trondjémites corses. Typologie. Implications. 7e réunion ann. Sc. de la Terre, Lyon, 1978, p. 262.
- JEAN S. (1985).- Les grès d'Anot au N.W. du Massif de l'Argentera-Mercatour (zone subalpine méridionale des Alpes occidentales françaises). Thèse Uni.Grenoble.
- JENNY J. (1983).- Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut-Atlas Central Maroc): Prolongation orientale de la zone de décrochement du Tizi-n-Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. Eclogae Géol. Helv., Vol 76/1, p. 243-251, Bâle.
- JENNY J. (1984).- Carte géologique du Maroc. Feuille Azilal au 1/100.000. Notes et mém. Serv. Géol. du Maroc (sous-presse).
- JENNY J., LEMARREC A. (1980).- Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït6Tamlil (Haut-Atlas Central, Maroc). Eclogae Geol., Helv., vol. 73/3, pp.681-696, Bâle.
- JENNY J., LEMARREC A., MONBARON M. (1981).- Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas Central (Maroc). Corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. Bull. Géol. France, 1981 (7), t.XXIII, n^o6, p.627-639.

- LASRI L. (1985).- Etude pétrographique et géochimique des granitoïdes PII et PIII du Saghro oriental (Anti-Atlas, Maroc). Les indices uranifères associés. Thèse 3ème cycle - Université Nancy.
- LAVILLE E. (1975).- Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du (Boutonnière de Skoura, nappe de Toundart). Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier.
- LAVILLE E. (1980).- Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (boutonnière de Skoura - nappe de Toundout). Notes et mémoires - Serv. Géol. Min. Maroc, t.41, n° 285.
- LAVILLE E. (1981).- Rôle des décrochements dans le mécanisme de déformation des bassins d'effondrement du Haut-Atlas marocain au cours des temps triasiques et basiques. Bull. Soc. Géol. France, 1981, 7, 23, p. 303-312.
- LAVILLE E. (1985).- Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut-Atlas (Maroc). Modele en relais multiples de décrochements. Thèse d'Etat, Univ. Montpellier.
- LEMARREC A. (1979).- Lithostratigraphie du Permo Trias du Haut Atlas de Demnat Maroc. 7ème R.A.S.T., Lyon, p. 291.
- LEMARREC A., TAUGOURDEAU-MANTZ J. (1982).- Nouvelles datations polynologiques du Trias supérieur du Haut-Atlas de Demnat (Maroc). Coll. Permo-Trias MARocain, Fac. Sci. Marrakech, résumé p. 35.
- LE RIBAUT L. (1975).- L'exoscopie. Méthode et applications. Notes et mémoires n°12 - TOTAL, C.P.F.
- LE BLANC M. (1981).- Ophiolites précambriennes et gîtes arseniés de cobalt (Bou Azzer Maroc). Notes et mém. srerv. géol., n°280, Maroc).
- LEVEQUE P. (1961).- Contribution à l'étude géologique et hydrologique de l'Atlas de Demnat (Maroc). Thèse Sci. Paris, 3 vol. (inédit).
- LIPANOV I.M., SEMENOV E.I. (1972).- Nature of meramict zircons. IZV.VYSSH. Ucheb.Zav., Geol.,Raz. 15(6), p.50-57 (ch.Ab., V.77, n°91130 W) et thèse PUPIN J.P., 1976.
- LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire. Les séries marines. Paris, Masson et Cie, 722 p.
- LOMBARD A. (1972).- Les séries sédimentaires, genèse et évolution. Paris, Masson et Cie, 425 p.
- MANGIN J.P. (1964).- La séquence unité et les séries sédimentaires. In Van straaten: deltaic and shallow marine deposits. Amsterdam, Elsevier Publ. Co., p. 269-274.
- MANN P., HEMPTIN M.R., BRADLEY D.C., BURK K. (1983).- Development of pull-apart basins. Journ. Geology, v.91, p. 529-554.
- MANSPEIZER W. (1981).- Early Mesozoic Basins of the Central Atlantic Passive margin. In A.W. BALLY "Geology of precise continental margins: history, structure and sedimentologic record. A.A.P.G. Education Cours Note series 19, p.4(1)-4(60).
- MANSPEIZER W. (1982).- Triassic-Liassic of Morocco and North America: similarities and differences between formerly contiguous basins on the Pangean Landmass. Coll. Permo-Trias Marocain. Fac. Sci. Marrakech, résumé p.26.
- MANSPEIZER W. (1982).- Triassic liassic and climate of the Atlantic Passive Margins. Geol. Rundschau, 71/3, 14, sous-presse.
- MANSPEIZER W., PUFFER J.H., COUSMINER H.L. (1976).- Subduction, rifting and sea floor spreading a volcanic record in Morocco and Eastern North America. Geol Soc. America abstracts with programs, 8, 2, p.224-225.
- MANSPEIZER W., PUFFER J.H., COUSMINER H.L. (1978).- Separation of Morocco and Eastern North America: a triassic-liassic stratigraphic record. Géol. Soc. Am. Bull. 89, p. 901-920.
- MATTIS A.F. (1974).- Upper triassic lacustrine carbonates central High Atlas Mountain, Morocco. Geol. Soc. America, Abs. with programs 6, p.53.
- MATTAUER M., TAPPONNIER P. et PROUST F. (1977).- Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Géol. France, 1977, (7), t.IX, n°3, p. 521-526.
- MATTIS A.F. (1975).- Non marine triassic sedimentation central atlas mountains, Morocco. These Rutgers Univ. New Brumsw c.k., N.J., 75 p.

- MATTIS A.F. (1977).- Non marine triassic sedimentation, central High Atlas mountains Morocco. J. Sedim. Petrol., 47, p.107-119.
- MEYER R. (1973).- présentation de la carte géologique sur 1/50.000 de Rambervillers (Vosges). Présentation générale et commentaires sédimentologiques. Thèse Univ. Nancy, 150 p.
- MIALL A.D. (1985).- Principles of sedimentary basin - Analysis springer - Verlag.
- MICHARD A. (1976).- Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 257, p.1-408.
- MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. et TARDY Y. (1977).- L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays sub-arides, Anti-Atlas, Maroc. Sci. Geol. Bull. Strasbourg, 30, 3, p. 129-152.
- MILLOT G., PAQUET H. (1984).- Les épigénies de surface et le cas de l'épigénie calcaire. 5ème Congrès Européen de Sédimentologie à Marseille.
- PALAIN C. (1976).- Une série détritique terrigène "les Grès de Silvé"-Trias et Lias inférieur du Portugal. Mém. Serv. Géol. Port. n°25 (N.S.).
- PARFENOFF A., POMEROL C. et TURENQ J. (1970).- Les études en grains. Méthodes d'étude et détermination. Masson et Cie, éd., Paris, 598 pages.
- PASSEGA R. (1957).- Texture as characteristic of clastic depositions. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, v.41 (9), p.1952-1984.
- PERRIAUX J. (1961).- Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 18, 236 p. Strasbourg.
- PETIT J.P. (1976).- La zone de décrochement du Tizi-n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le carbonifère. Thèse 3e cycle, Montpellier, 72 p.
- PETIT J.P., GANEVAL J. (1980).- Objets tectoniques synsédimentaires liés à la distension dans les bassins permo-triasiques du Haut-Atlas occidental (Maroc). 8ème R.A.S.T., Marseille, p.279.
- PETIT J.P., PROUST F., TAPPONNIER P. (1983).- Critères de ??????? de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. Bull. Soc. Géol. France, 1983 (7), t.XXV, n°4, p.589-608.
- PROUST F. (1962).- Tectonique de socle par failles inverses, en liaison avec d'anciennes failles normales, dans le Haut-Atlas (Maroc). C.R. Sommaire Soc. Géol. France, 1, p. 9-11.
- PROUST F. (1973).- Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas (Maroc). Notes serv. Géol. Maroc, 34, n°254, p.15-23.
- PROUST F. et al. (1977).- L'accident de Tizi-n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut-Atlas occidental (Maroc). Bull. Soc. Géol. Fr.7, t.XIX, n°3, p. 541-551.
- PUPIN J.P. (1976).- Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Doct. ès Sciences, Nice, 394 pages.
- PUPIN J.P. (1978).- Les zircones des roches volcaniques acides permienes de l'Estérel; un nouvel argument pour une province magmatique permienne corso-provençale. C.R.Acad. Paris, t.286, p.173-176.
- PUPIN J.P. (1980).- Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 207-220.
- PUPIN J.P. (1981).- A propos des granites potassiques. C.R. Acad. Sc. Paris, t.292, I, p. 405.
- PUPIN J.P. (1983).- Typologie des zircons des termes saturés intermédiaires et différenciés des séries alcalines du Mont-Dore et de la chaîne des Puys (Massif Central français). C.R. Acad. Sc. Paris, t.296, II, p.761.
- PUPIN J.P. et TURCO G. (1970).- Observations nouvelles sur les nucléis et le zonage des cristaux de zircon. Problèmes pétrogénétiques qui en découlent. Schweiz., Min. Petr. Min. vol., 50, (3), p.527-538.

- PUPIN J.P. et TURCO G. (1972a).- Une typologie originale du zircon accessoire. Bull. Soc. Fr. Min. cristall., t.95, p. 348-359.
- PUPIN J.P. et TURCO G. (1972b).- Le zircon accessoire en géothermométrie. A.R. Acad. Sc. Paris, t. 274, p. 2121-2124.
- PUPIN J.P. et TURCO G. (1974b).- Détermination de l'origine ortho- ou para- des roches métamorphiques d'après l'étude de leurs populations de zircons. 2ème Réunion. Ann. Sc. Terre, Pont-à-Mousson, p. 322.
- PUPIN J.P. et TURCO G. (1974c).- Application à quelques roches endogènes du massif franco-italien de l'Argentera-Mercantour d'une typologie originale du zircon accessoire et étude comparative avec la méthode des R.M.A. - Bull. Soc. Fr. min. cristallogr., t.97, pp.59-69.
- PUPIN J.P., BONIN B., TESSIER M. et TURCO G. (1978).- Rôle de l'eau sur les caractères morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoïdes. Bull. Soc. Géol. France, t.XX, n°5, p. 721-725.
- PUPIN J.P., DUPUIS C. et TURCO G. (1979).- Le zircon et l'origine mantellique de certains granites. Le point après l'étude du complexe de Ploumanac'h. Ile Grande (Bretagne N). 7ème Réu. Ann. Sc. de la Terre, Lyon, p. 387.
- PUPIN J.P., TURCO G. (1981).- Le zircon, minéral commun significatif des roches endogènes et exogènes. Bull. Mineral., (1981), 104, 724-731.
- RADKE B.M., MATHIS R.L. (1980).- On the formation and occurrence of saddle dolomite. Journal of Sedimentary Petrology, vol.50, n°4, Décembre, 1980, p.1149-1168.
- RAYNAUD S. (1979).- La rupture fragile de la borne (Cévennes) de l'échelle du massif à l'échelle minéral. Thèse 3ème cycle, Montpellier.
- READING H.G. (1978).- Sedimentary environments and faciès. Blackwell, Oxford, 557p. Geol. Rundschau, 49, p.149-161, Stuttgart.
- REINECK H.E., SINGH J.B. (1973).- Depositio nnal sedimentary environments. Springer Verl., Berlin, New-York, 439 p., 579 fig.
- REINECK H.E. and SINGH I.B. (1980).- Depositional sedimentary environments - with reference to terrigenous clastics. 2nd ed., Springer-Verlag, New-York, 549 p.
- ROCH (Ed.) (1939).- Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. Notes et mémo. du Service des mines et de la carte géol. du Maroc. N°51.
- ROCH (Ed.) (1941).- Carte géol. provisoire de la région de Demnat-Telouet: 1/200.000. Notes et mém. du service des mines et de la carte géologique du Maroc. n°55.
- ROCH (Ed.) (1950).- Histoire stratigraphique du Maroc. Notes et mém. du Service des mines et de la carte géologique du Maroc. n°80.
- ROULLIN F. (1984).- Solcrètes et calcrètes de l'Eocène du Sud-Est de la France; épigénèse et faciès; leur place dans l'évolution de paléo-paysage. 5ème Congrès Européen de Sédim. Marseille.
- RUCKLIN H. (1939).- Stromungs - Marken im interen Muschelkalk des Saarlandes. Senckenbergiana, 20, p.94-114, Frankfurt a.M.
- RUELLAN A. (1969).- Le développement au cours du Quaternaire, des sols à profil calcaire différencié dans la plaine du Zebra (Maroc oriental). Interpretation paléoclimatique. 8ème Congrès I.N.Q.U.A., Paris, p.394-404.
- RULLAN A. (1976).- Synthèse et perspective: migrations et accumulation des carbonates. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 7, 18, p.41-44.
- RUCKLIN H. (1938).- Strömungs-Marken im unteren Muschelkalk im Saarlandes-Senckenbergiana, 20, p.94-114, Frankfort a.M.
- RUSSO Ph. et RUSSO L. (1934).- Le grand occident sud atlasien. Bull. Soc. Géol. Fr. (5), 4, p. 375-384.
- SABY P. (1986).- La lithosphère océanique: étude du magmatisme et des minéralisations associées dans les ophiolites du Queyras (zone piémontaise des Alpes Occidentales). Thèse de Doctorat Univ. Grenoble (sous-presse).
- SASSI S., TRIAT J.M., TRUC G. (1984).- Les encroûtements éocènes (calcrètes et dolocrètes) à Bulines de Tunisie; Genèse et importance paléogéographique de leur découverte. 5ème Congrès Européen de Sédim. Marseille.
- SEYLER et al. (1975).- Origine ortho de leptynites des Maures (région de Collobrières - Var) d'après l'étude de leurs populations de zircons. Conséquences pétrogénétiques. C.R. Acad. Sc. Paris, serie D., t.282, p. 969-972.

- SPY-ANDERSON F.L. (1980).- La bordure vivaro-cévenole au Trias dans la région des Vans (Ardèche). Histoire tectono-sédimentaire, évolution diagénétique d'encroûtements dolomitiques de piedmont et de plaine alluviale. Thèse de Géologie (3ème cycle), Univ. Lyon, 158 p.
- SPY-ANDERSON F.L. (1981).- Dolocrètes et nodules dolomitiques. Résultats de la dolomitisation directe, en milieu continental de sédiments terrigènes de la "formation bariolée supérieure" (Keuper) de la région des Vans (Ardèche, Sud-Est de la France). Bull. du B.R.G.M. (deuxième série), section I, n°3, 1980/1981, pp.195-205, 5 fig., 1 pl. photo.
- TANE J.L., GASQUET D., ROCCI G. (1982).- Sur l'intérêt pétrogénétique des spilites de la vallée de l'Ourika (Atlas de Marrakech, Maroc). 9e R.A.S.T., Paris, p. 651.
- TANE J.L., DE PACHETERE P., FERRANDINI J. et M., BERTRAND H., GIROD M. (1982).- Le volcanisme permo-triasique de l'Atlas de Marrakech dans son contexte sédimentaire. Coll. Permo-Trias marocain. Fac. Sci. Marrakech, résumé p. 42.
- TANE J.L., DE PACHETERE P. (1982).- Etude comparative préliminaire des spilites et des basaltes permo-triasiques de l'Atlas de Marrakech. Bull. Fac. Sc. Marrakech, 1, p. 68-76.
- TESSIER M. (1979).- Caractères morphologiques du zircon de roches magmatiques alcalines et calco-alcalines de Corse. Implications pétrogénétiques. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Nice.
- TESSIER M., PUPIN J.P., TURCO G. et VILLUTINI P. (1978).- Le zircon, un argument pour distinguer les rhyolites orogéniques des rhyolites des complexes annulaires: l'exemple corso-provençal. C.R. Acad. Sc. Paris, 287, p.407-410.
- TIXERONT M. (1973).- Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et magnifères syngénétiques fossilifères des formations détritiques permo-triasiques du couloir d'Argentera (Ht Atlas occidental, Maroc). Notes ser. Géol. Maroc, 33, 249, p. 147-177.
- TRUC G. (1975).- Les encroûtements carbonatés liés à la pédogenèse, rôle important des microorganismes: biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné. IX7 Congrès International de Sédimentologie, Nice.
- TRUC G., MILLOT G., PAQUET H. (1984).- Remplacement isovolume dans les encroûtements carbonatés des roches meubles: exemples quaternaires, pliocènes et éocènes du Maghreb, de l'Espagne et du Sud-Est de La France. 5e Congrès Européen de Sédimentologie, Marseille.
- TRUC G., TRIAT J.M., SASSI S.? PAQUET H., MILLOT G. (1985).- Caractères généraux de l'épigénie carbonatée de surface, par altération météorique liée à la pédogenèse, et par altération sous couverture liée à la diagenèse. C.R.Acad. Sc. Paris, t.300, série II, n°7.
- VAN ANDEL T. (1959).- Reflections on the interpretation of heavy mineral analysis. J. Sedim. Petrology, 29, p. 153-163.
- VATAN A. (1967).- Manuel de sédimentologie. Paris, Editions Technip. 397 p.
- VERDIER J. (1971).- Etude géologique des basaltes doléritiques du Trias du site des Ait Addel, barrage Moulay-Youssef sur l'Oued Tessaout, Haut-Atlas, Maroc. Notes Ser. Geol. Maroc, 31, 237, p. 241-272.
- VISHER G.W. (1969).- Grain size distributions and depositional processes. J. Sedim. Petrol., v.39, p.1074-1106.
- VOGEL D., MISSOTEN R., DESUTTER F. (1980).- Carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille Oukaimeden-Toubkal. Kath. Univ. London.
- VOGT T. (1984).- Croûtes calcaires: type et genèse. Exemple d'Afrique du Nord et de France méditerranéenne. Labo. de Géographie physique en milieu tempéré. Un. Louis Pasteur - Strasbourg.
- ZITTEL Karl (1893).- Traité de Paléontologie. Tome III - Paleozoologie. Ed. Doin, Paris.

14 OCT. 1987

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ
SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE
Spécialité Géologie Appliquée

Titre de l'ouvrage :

**SÉDIMENTOLOGIE ET PALÉOGÉOGRAPHIE
DU PERMO-TRIAS DU HAUT ATLAS CENTRAL
(Maroc)**

Nom de l'auteur : Mohammed ELYOUSSI

Établissement : Université Scientifique, Technologique et
Médicale de Grenoble I

RÉSUMÉ

La série permotriasique du Haut-Atlas Central (Maroc) est étudiée sous divers aspects :

- L'étude stratigraphique, sédimentologique et paléontologique a permis de diviser cette série en six formations :
 - F1 et F2 attribuées au Permien par analogie latérale de faciès, de type torrentiel de comblement de bassins locaux ;
 - F3 d'âge difficile à préciser, la sédimentation est toujours continentale, mais de glaciais, à croûtes et sols carbonatés ;
 - F4, F5 (elle-même subdivisée en trois membres F5a, F5b, F5c) et F6 d'âge trias supérieur : l'étude paléontologique de plusieurs gîtes fossilifères (Lameilibranches, pollens, gymnospermes, traces de pas de vertébrés) précisent l'âge Carnien supérieur (= Tuvalien) du membre F5a. Le dépôt est marin littoral.
- Une tectonique synsédimentaire distensive, héritée de la tectonique hercynienne est mise en évidence.
- L'analyse des paléocourants, la typologie des zircons et l'étude pétrographique, ont permis de situer l'origine des sédiments dans un secteur localisé au Sud, Sud-Est et à l'Est du bassin étudié, plus précisément dans l'Anti-Atlas.

Mots-Clés

Permien ; Trias ; Maroc (Haut-Atlas Central) ; Sédimentation détritico continentale ; Sédimentation littorale deltaïque ; Structures sédimentaires ; Pollens ; Tectonique synsédimentaire ; Paléorelief ; Typologie des zircons ; Épigenèse ; Calcrète ; Dolocrète.

ABSTRACT

The Central High Atlas permo-triassic serie (Morocco) is studied for many aspects :

- From the stratigraphic, sedimentologic and paleontologic points of view, six formations are recognized :
 - F1 and F2 (attribued to the Permian by the way of facies analogies with torrential deposits ;
 - F3 (exact age unknown) ; it is characterized by the occurrence of caliche continental sedimentation glaciais ;
 - F4, F5 (F5 is subdivided in three members F5a, F5b, F5c, and F6 of late Triassic age. The paleontologic study of the fossiliferous layers (lamellibranchiata, pollens, gymnosperms, vertebrates prints shows a late carnian (Tuvalian) age.
- It is shown that the synsedimentary tectonics were molded on hercynian tectonics.
- The paleocurrents study, the study of the typology of zircons and the petrographic study suggest a S., S.E. and E. origin of the sediment for the Anti-Atlas.

OCT. 1987

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

OCT. 1987